

---

---

В. Г. ЛАЗАРЕНКОВ

---

---

**ФОРМАЦИОННЫЙ  
АНАЛИЗ  
ЩЕЛОЧНЫХ  
ПОРОД  
КОНТИНЕНТОВ  
И ОКЕАНОВ**



В. Г. ЛАЗАРЕНКОВ

---

ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ  
ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД  
КОНТИНЕНТОВ И ОКЕАНОВ

---

5106



ЛЕНИНГРАД  
«НЕДРА»  
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
1988



**Лазаренков В. Г.** Формационный анализ щелочных пород континентов и океанов.— Л.: Недра, 1988.— 236 с.

Проведено сравнение на формационной основе щелочного магматизма континентов и океанов и сделан вывод о резких различиях в их распространенности. Систематизированы геологические и геофизические данные о вертикальной протяженности щелочных массивов и комплексов, о глубинах их нахождения и формирования для целей прогнозирования и оценки перспектив редкометалльного оруденения. Показана последовательность образования, тектоническое положение, происхождение щелочных формаций и связь геохимической и металлогенической их специализации.

Для научных работников — геологов, минералогов, петрографов, металлогенистов, занимающихся прогнозированием и поисками рудных месторождений. Табл. 24, ил. 70, список лит. 100 назв.

Рецензент — акад. АН СССР, профессор В. Е. Хаин (МГУ).

НАУЧНОЕ ИЗДАНИЕ

**Лазаренков Вадим Григорьевич**

**Формационный анализ  
щелочных пород континентов и океанов**

Редактор издательства В. И. Васильева  
Переплет художника В. Т. Левченко  
Технический редактор С. А. Кодаш  
Корректор И. Б. Богданова

ИБ № 7305

Сдано в набор 09.09.87. Подписано в печать 31.12.87. М-21289.  
Формат 60×90 1/16. Бумага тип. № 2. Гарнитура литературная.  
Печать высокая. Усл. печ. л. 14,75. Усл. кр.-отт. 14,75. Уч.-изд. л. 17,21.  
Тираж 1230 экз. Заказ № 495/800. Цена 2 р. 90 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», Ленинградское отделение.  
193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 18.

Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ.

Л  $\frac{1904050000-314}{043(01)-88}$  71—88

© Издательство «Недра», 1988

ISBN 5-247-00274-1

## Предисловие

Среди магматических горных пород группа щелочных пород всегда привлекала особое внимание исследователей большим разнообразием петрографических разновидностей, обширной минералогией, своеобразной геохимией и, как следствие, уникальной ассоциацией месторождений полезных ископаемых. Происхождение щелочных пород до сих пор весьма дискуссионно, несмотря на то что все значительные массивы этих пород, общее число которых на земном шаре составляет более 500, в настоящее время изучены, а такие массивы, как Ловозерский, Хибинский, Ковдорский, Илмауссакский и Пилансбергский, настолько обстоятельно и всесторонне, пожалуй, как никакие другие массивы магматических пород.

В петрографическом отношении номенклатура щелочных пород охватывает около половины всех наименований разновидностей пород, тогда как в количественном отношении их очень мало — на долю щелочных пород приходится лишь первые проценты общей распространенности магматических пород. В плане минералогии примерно из 5000 известных на сегодняшний день минералов около 1000 открыты в щелочных массивах.

Геохимическая насыщенность щелочных пород ниобием, цирконием, танталом, стронцием, рубидием, редкими землями, в частности иттрием, нашла свое отражение в появлении обширной группы минералов (пирохлора, эвдиалита, лопарита, бадделита и др.) и важнейших промышленных месторождений полезных ископаемых. По данным Н. А. Солодова [1977], «на месторождения, связанные со щелочными породами, приходится все мировые эндогенные запасы цериевых земель и подавляющая масса запасов стронция (99 %), циркония, ниобия (98 %), иттрия и иттриевых земель (95,5 %), а также большая часть запасов тантала (57,5 %) и половина рубидия».

Бурное развитие новейших отраслей техники и технологии способствует быстрейшему вовлечению в сферу народного хозяйства этих редких элементов. В нашей стране нефелиновые руды, в частности такие нефелиновые породы, как уртиты, — важный реальный и потенциальный источник алюминия, а нефелиновые сиениты во всем мире являются прекрасным сырьем для керамической промышленности.

В настоящее время научный и практический интерес к щелочным породам резко возрос в связи с обнаружением советскими автоматическими станциями «Венера-13» и «Венера-14» калиевых щелочных базальтоидов на поверхности Венеры и в связи с открытием в Австралии крупных коренных месторождений алмазов не в традиционных кимберлитах, а в типичных щелочных породах — калиевых лампроитах, для которых, как для кимберлитов, предполагается глубинный мантийный генезис. Обнаружение щелочных пород на других планетах Солнечной системы является выдающимся событием, проливающим свет на происхождение всей группы щелочных пород. К этому следует добавить, что относительно недавно фельдшпатоидные натриевые минералы — нефелин, содалит и анальцит — открыты в метеоритах, в составе углистых хондритов. Обнаружение в калиевых лампроитах промышленных месторождений алмазов послужит новым мощным толчком к выявлению и изучению этих редчайших пород.

Формационный анализ магматических горных пород как методика регионального локального прогноза месторождений полезных ископаемых сейчас в значительной мере дифференцировался на анализ ультраосновных, основных, гранитоидных и щелочных формаций. Этот процесс можно считать естественным, особенно для той стадии развития метода, для которой характерно стремление выявить весь круг существующих природных ассоциаций с тем, чтобы среди них выделить главные, включающие другие ассоциации, как частные случаи. Параллельно с группировкой магматических комплексов в формации, т. е. с установлением черт их сходства, не меньший прогнозный интерес представляет выявление индивидуальных особенностей каждого комплекса, т. е. установление черт их различия. В связи с подготовкой в стране к широкому разворачиванию поисково-съёмочных работ масштаба 1 : 50 000 с целью обнаружения перспективных рудных районов и провинций общая значимость новых методических разработок при формационном анализе щелочных пород возрастает.

Предлагаемая читателю работа имеет геологический уклон. В ней дан формационный анализ щелочных пород и щелочного магматизма в развитии формационного направления, разрабатываемого школами ленинградских и новосибирских геологов, приведено систематическое описание щелочных формаций (их классификация, распределение во времени и пространстве, вертикальная протяженность, тектоническое положение, геохимическая и металлогеническая специализация и происхождение). Такой подход к этой группе пород осуществляется впервые. Отдельные разделы посвящены распространённости щелочных пород, классификации океанических щелочных формаций, анализу тектонического положения щелочных формаций континентов и океанов, выделению обобщенного ряда щелочных формаций платформ, выявлению неэквивалентности химических составов щелочных эффузивных и интрузивных пород и др.

В настоящее время формационный анализ той или иной группы магматических пород, в частности щелочных, справедливо рассматривается как теоретическая и практическая основа для прогнозов и поисков определенных видов полезных ископаемых. С этой точки зрения работа имеет прикладное значение. Пользование разработанной детализированной классификацией щелочных формаций повысит точность металлогенического прогноза. На основе предложенной здесь схемы латеральной зональности щелочных формаций можно высказать предположение о зональности в размещении редкометалльных рудопоявлений и месторождений. Оценку неэквивалентности микроэлементных составов щелочных пород конкретного вулcano-плутонического комплекса можно использовать в качестве прогнозного критерия на различные типы редкометалльного оруденения. Средние химические составы щелочных пород, комплексов и формаций можно использовать в прогнозных и сопоставительных целях.

## Основные понятия и определения формационного анализа магматических пород

Учение о формационном анализе магматических горных пород зародилось в работах Д. Джадда, Ф. Бекке, А. Харкера, П. Ниггли, Д. Тирреля, Е. А. Кузнецова, В. И. Лучицкого, Ф. Тернера и Дж. Ферхугена в виде представлений о петрографических провинциях, петрографических периодах и магматических ассоциациях. Современный формационный анализ является одним из замечательных достижений отечественной геологии. Он сформулирован в трудах Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, А. Н. Заварицкого, М. А. Усова, Ю. А. Билибина, Ю. А. Кузнецова, Г. Д. Афанасьева, В. Е. Хаина, Д. В. Рундквиста и других ученых. Формационный анализ возник из нужд геологической практики и металлогенических построений как потребность оперировать при геологическом картировании и геологических обобщениях [25] крупными геологическими единицами, морфологическое и генетическое сходство которых является предпосылкой их геохимического и металлогенического сходства.

В настоящее время формационный анализ представляет собой часть общей методики регионального и локального прогноза и служит базой для выработки системы критериев поиска месторождений полезных ископаемых. Его практическая ценность широко признана и не требует особых доказательств. Общая теория формационного анализа развивается в трех направлениях: геологическом, вещественном и генетическом. Фундаментальными понятиями в учении о магматических формациях являются «магматический комплекс», «магматическая формация», «ряд магматических комплексов», «ряд магматических формаций». Все эти понятия пришли на смену понятию «магматическая ассоциация» и представляют собой дальнейшее его развитие. К сожалению, до сих пор эти термины не имеют принятого значения и требуют специальных пояснений.

### 1. Магматический комплекс

Под магматическим комплексом нами понимается дискретная совокупность или латерально-временной ряд магматических тел, близких по возрасту и месту образования, т. е. принадлежащих одной петрографической провинции и единому петрографическому периоду. Его дискретность проявляется в независимости или относительной изолированности пространственно-временного положения от других магматических комплексов, другими словами в наличии отчетливо выраженных объективных латеральных и временных границ. Установить такие границы для интрузивных комплексов менее сложно, чем для вулканических. Если латеральные границы интрузивных комплексов определяются дискретностью интрузивных массивов, а их временные границы — рвущими и стратиграфическими контактами, то дискретность вулканических комплексов фиксируется с помощью стратиграфических несогласий, что сближает эти комплексы с осадочными. Иногда дискретность

магматических комплексов проявляется в ярких индивидуальных особенностях минерального или химического состава.

Под *временным рядом* магматических, например, интрузивных тел нами понимается возрастная последовательность их формирования (по Д. В. Рундквисту [1973 г.] «структура комплекса»), а под *латеральным рядом* — характер пространственного размещения. Латеральный ряд магматических тел может быть *телескопированным*, если тела перекрывают друг друга, *диспергированным* (ареально разобщенным), если они отделены друг от друга по латерали, или *латерально-зональным*, если в характере диспергированности устанавливается определенная закономерность пространственного положения.

Большинство магматических комплексов являются многопородными, достаточно гетерогенными и даже контрастными. Частный случай представляют однопородные комплексы. В рамках полипородных комплексов в различных целях удобно выделять монопородные члены (монокомплексы).

Магматические комплексы характеризуются геологическими, вещественными и генетическими признаками. К геологическим признакам относятся: а) характеристика петрографической провинции; б) характеристика петрографического периода; в) размеры комплекса; г) фациальная характеристика и вертикальная протяженность интрузивного комплекса; д) последовательность формирования магматических тел; е) структурные взаимоотношения комплекса с соседними магматическими, осадочными и метаморфическими комплексами; ж) тектоническое положение комплекса. К вещественным признакам принадлежат: а) количественно-породный, или петрографический, состав комплекса; б) особенности минерального состава; в) химический (петрохимический и геохимический) состав; г) металлогеническая специализация; д) состав включений, особенно мантийных. К собственным генетическим признакам относятся: а) признаки анатексиса; б) признаки дифференциации; в) признаки ассимиляции.

Петрографическая провинция щелочного комплекса. Это геолого-географическое понятие, относящееся в первую очередь к его латеральным границам. Петрографические провинции различаются своей протяженностью и формой. Они характеризуются также тектонической позицией и другими признаками, относящимися и к самим комплексам. Щелочные провинции, в которых располагается один комплекс, обладают линейной, овальной, треугольной, Т- и Н-образной формой. По масштабам они соответствуют петрографическим провинциям типа Йеллоустонского парка по А. Харкеру. Магматические тела в рамках провинции могут быть телескопированы по отношению друг к другу, диспергированы либо могут располагаться зонально.

Петрографический период образования щелочного комплекса. Вопросы, связанные с длительностью формирования щелочных провинций, в которых залегает один комплекс, рассмотрены в работах Е. В. Свешниковой [1973], В. А. Ко-

новой [21]. Их примерами являются Маймеча-Котуйская (245—220 млн. лет), Южно-Аравийская (80—40 млн. лет), Чукотско-Аляснская (107—105 млн. лет) и другие провинции, периоды формирования которых укладываются в относительно узкие отрезки геологического времени и колеблются от нескольких миллионов до нескольких десятков миллионов лет, обычно не превышая длительности одного геологического периода.

Размер щелочного комплекса. Размеры петрографической провинции создают определенное представление о размерах магматического комплекса. Однако более точной, хотя и относительной характеристикой, является площадь выходов на дневную поверхность горных пород интрузивного комплекса или объем вулканических пород эффузивного комплекса. Размер магматического комплекса и его отношение к размеру петрографической провинции также представляют интерес. Весьма наглядным примером этого являются кимберлитовые провинции, занимающие площади в сотни тысяч квадратных километров. Площадь выходов кимберлитов в этих провинциях ничтожно мала и составляет всего около 15 км<sup>2</sup> для всего земного шара!

Фациальная характеристика и вертикальная протяженность щелочного интрузивного комплекса. По глубине залегания щелочные и другие интрузивные комплексы подразделяются на приповерхностные, малых, средних и больших глубин в соответствии с классификациями В. А. Николаева, Ю. А. Кузнецова и других авторов. Вертикальная протяженность этих комплексов устанавливается по геофизическим данным на основании оценки вертикальной протяженности отдельных массивов.

Последовательность образования щелочного комплекса. Анализ истории образования пересекающих друг друга щелочногранитных массивов Северной Нигерии и ряда других щелочных комплексов убедительно показывает, что в пределах комплекса интрузивные массивы формируются не параллельно, а *последовательно* друг за другом. Таким образом, в настоящее время интрузивный комплекс можно рассматривать как не простую совокупность интрузивных массивов, а *латерально-временной ряд* этих массивов. Знание последовательности образования интрузивных массивов (их временного и латерального рядов) в пределах того или иного комплекса может подсказать, какое место среди нерудоносных массивов занимают потенциально рудоносные, т. е. может быть использовано в качестве поискового признака при планировании конкретных поисково-разведочных работ в прогнозном районе.

Последовательности формирования щелочных комплексов присуща своя *ритмичность*, которая проявляется сначала на уровне становления одного массива и состоит в закономерном повторении интрузивных фаз. Ритмичность щелочного комплекса характеризуется контрастностью, полнотой проявления породных членов, сокращенностью или редуцированностью, прерывистостью, а также

рекурренцией. Она является следствием пульсационного режима тех уровней земной коры или верхней мантии, которые ответственны за его образование.

Структурные взаимоотношения щелочного комплекса с вмещающими осадочными и метаморфическими комплексами. Эти взаимоотношения устанавливаются в результате структурного анализа отдельных магматических тел, входящих в состав щелочного комплекса, в соответствии с методикой, разработанной Г. Клоосом, А. А. Полкановым, Н. А. Елисеевым, В. А. Николаевым. Результаты этого анализа суммируются и обобщаются для всего комплекса в целом. Подобно отдельным магматическим телам щелочные комплексы могут быть согласными или несогласными, гармоничными или дисгармоничными, конформными или дисконформными.

Тектоническое положение щелочного комплекса. Важным в характеристике щелочного комплекса и провинции является их тектоническое положение. Оно определяется совмещением латеральных границ щелочной провинции с границами соответствующей тектонической структуры. Интересно, что в ряде случаев щелочной комплекс может быть привлечен для характеристики тектонической структуры. Так, для рифтогенных структур, лишенных осадочного или метаморфического наполнения, щелочной комплекс может быть использован как дополнительный классификационный признак, свидетельствующий о глубине зарождения и энергетике процессов, лежащих в основе образования этих структур.

Среди вещественных признаков главная классификационная роль принадлежит петрографическому, или количественно-породному, составу.

Количественно-породный состав щелочного комплекса. При определении названия комплекса играет такую же роль, как количественно-минеральный состав при определении названия горной породы. Щелочные комплексы отличаются друг от друга не только качественно, т. е. составом горных пород, но и их количественными соотношениями. Сходные по набору пород естественные ассоциации принадлежат к разным магматическим комплексам, если они существенно различаются содержанием этих пород. Другими словами, каждый щелочной комплекс характеризуется примерным процентным содержанием тех или иных пород, полученным путем подсчета объемов или площадей их выходов на уровне определенного эрозионного среза. В этом случае название комплекса должно строиться так, как это принято в петрографии: сначала упоминаются горные породы, присутствующие в меньшем количестве, затем те, которые находятся в большем количестве. Так, укоренившееся название комплекса «щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами», построенное по этому признаку, означает, что содержание щелочных и фельдшпатоидных сиенитов ниже, чем ультраосновных пород, а карбонатитов совсем мало.

Особенности минерального состава щелочного комплекса. Каждый щелочной комплекс характеризуется своим минеральным составом — списком главных, вторичных, аксессуарных и характерных минералов, слагающих как основные породные члены, так жильные и рудные производные данного комплекса. Минеральный состав комплекса может быть простым и состоять из распространенных минералов, но он может включать в себя редкие минералы, составляющие специфику данного комплекса. Например, лейцит представляет собой главную минералогическую особенность щелочных пород Римско-Неаполитанской провинции, а гаюин-нозеан — вулканических пород Западно-Африканской провинции. Наличие редких минералов свидетельствует об определенных геохимических особенностях состава щелочных комплексов. Присутствие в фельдшпатоидных сиенитах комплекса Лос серандита, марганцевых акмита, титаномагнетита, апатита, эвдиалита, астрофиллита и амфиболов указывает на зараженность комплекса марганцем. Изучение типоморфизма минералов позволяет судить о термодинамических условиях становления щелочных комплексов.

Состав включений щелочных комплексов. Состав включений (или «ксенолитовая характеристика») является частью общей характеристики вещественного состава комплекса, поскольку она несет информацию о среде образования, о подъеме и становлении магмы, из которой возник данный комплекс. Характер изменения включений позволяет судить о взаимоотношениях магмы с вмещающими породами. Слабоизмененные включения обычно встречаются в эффузивных комплексах, где длительность их взаимодействия с расплавом была минимальной и где они быстро «консервировались» в процессе кристаллизации. В зависимости от места отторжения включения можно подразделить на глубинные, захваченные в зоне анатексиса, промежуточные, попавшие в магму на пути ее подъема в периферических очагах, и приповерхностные, характеризующие боковые породы приповерхностной магматической камеры. Реальный состав включений дает лишь относительную характеристику среды формирования комплекса, так как в процессе подъема магмы может иметь место избирательный захват боковых пород. При этом часть из них может расплавиться или раствориться.

Химический состав и геохимическая специализация щелочного комплекса. Средний химический состав щелочного комплекса, вычисленный с учетом среднего химического состава его породных членов и их распространенности, является необходимой характеристикой его вещественного состава. Подобно химическому составу горной породы, он играет классификационную роль в системе подразделения щелочных комплексов. Знание химических составов щелочных комплексов позволяет судить о составе первичной магмы.

Геохимическая специализация щелочного комплекса определяется процессами анатексиса, дифференциации и ассимиляции. В ка-

честве меры геохимической специализации используются «кларки концентраций», «коэффициенты накопления» и другие характеристики, полученные при сравнении конкретных содержаний химических элементов в горных породах или их совокупностях с мировыми кларками.

Металлогеническая специализация — способность комплекса к образованию месторождений полезных ископаемых. В металлогеническом отношении вслед за Д. В. Рундквистом [24] щелочные комплексы можно подразделить на рудоносные, с которыми генетически или парагенетически связаны месторождения полезных ископаемых, и нерудоносные. Среди геологически неизученных, по-видимому, необходимо выделять потенциально рудоносные и потенциально нерудоносные комплексы, для которых система прогнозно-поисковых критериев дает положительные или отрицательные результаты. В основе образования магматических месторождений лежат те же самые процессы, которые определяют геохимическую специализацию комплексов. В основе же формирования месторождений метасоматического и гидротермального генезиса лежат иные процессы: магматической дистилляции, кристаллизации из надкритической или жидкой фазы, реакционного взаимодействия с вмещающими породами и др. Все они хотя генетически и связаны с ведущими магматическими процессами и, по существу, завершают их, тем не менее сами по себе достаточно автономны и подчиняются иным физико-химическим закономерностям.

Идея металлогенической специализации комплексов в последнее время получила значительное развитие в теоретических и экспериментальных исследованиях Л. Н. Овчинникова, И. Д. Рябчикова, В. В. Ляховича и других геологов. Ими было показано, что проблема весьма сложная и зависит от многих причин: источника рудных компонентов, источника растворов, состава растворов, механизма их отделения, гидродинамики течения, факторов структурного и литологического контроля. Решение этих вопросов должно привести к разработке стройной системы прогнозно-поисковых критериев, позволяющих ответить на вопросы: является ли данный щелочной комплекс потенциально рудоносным или нерудоносным и где находятся связанные с ним месторождения?

Значительный интерес при определении металлогенической специализации конкретного магматического, в том числе щелочного, комплекса представляет выявление геохимических различий в составе эффузивных, жильных и интрузивных членов, обладающих сходным петрохимическим составом. Как отмечалось еще В. И. Вернадским [1909 г.], а в дальнейшем многими учеными, химический состав интрузивных и эффузивных аналогов существенно различается содержанием ряда элементов-примесей и летучих компонентов. Причиной этого, по-видимому, является процесс магматической дистилляции, способствовавший выносу этих компонентов из интрузивных пород и их консервации в эффузивных. Оценка неэквивалентности составов эффузивных и интрузивных пород конкретного щелочного комплекса позволяет судить о наборе химиче-

ских элементов, выносимых при магматической дистилляции, об их массе и может быть использована как прогнозный критерий на редкометалльное оруденение.

Генетические признаки процессов анатексиса, дифференциации и ассимиляции нередко наблюдаются в щелочных комплексах. При этом в одних они проявлены слабо, а в других — достаточно рельефно.

Признаки анатексиса в щелочных комплексах представляют значительный интерес, так как по сравнению с признаками дифференциации и ассимиляции они изучены в меньшей степени. Эти признаки затушеваны действием последующих процессов, особенно дифференциации. Прямыми свидетелями щелочного анатексиса служат мантийные включения со следами анатексиса. Анатектическое происхождение щелочных комплексов наиболее убедительно подтверждается их независимой пространственно-временной геологической позицией относительно других магматических комплексов. Изолированность (или дискретность) условий залегания щелочных комплексов обычно указывает на автономность (или индивидуальность) их образования — выплавления и дальнейшего развития. К таким дискретным комплексам принадлежат платофонолитовый комплекс Кении, огромный комплекс комендитов-пантеллеритов Эфиопии, хибино-ловозерский комплекс Кольского полуострова и др.

Признаки дифференциации в щелочных комплексах изучены значительно лучше, чем признаки анатексиса. О дифференциации свидетельствуют:

- 1) прогрессивное уменьшение объема породных членов комплексов при переходе от ранних членов к поздним;
- 2) совпадение последовательности образования породных членов щелочных комплексов с экспериментальными данными о ходе кристаллизации в соответствующих многокомпонентных системах;
- 3) прогрессивное обогащение некогерентными элементами-примесями поздних породных членов по сравнению с ранними, закономерный характер поведения отношений элементов-примесей и коэффициентов корреляции;
- 4) данные о коэффициентах распределения элементов-примесей между фенокристаллами и основной массой эффузивных пород и данные о распределении элементов-примесей по минералам щелочных пород.

Признаки ассимиляции в щелочных комплексах выражаются в наличии интрузивных массивов, обладающих зональным строением — с постепенными переходами от периферических гибридных зон к нормальным центральным. Текстура щелочных гибридных пород атакситовая, характеризуется наличием ксенолитов, такситовых пятен и полос. Минеральный состав гибридных щелочных пород отличается присутствием ксенокристаллов, появлением необычных минералов, изменением соотношений силикатных и мафических минералов, изменением состава самих минералов, повышением концентрации аксессуарных минералов. Структура щелоч-

ных гибридных пород приобретает неравномернозернистый, часто порфирированный характер. В качестве фрагментов в ней наблюдаются разнообразие венчики, оторочки, окаймления и обрастания. В химическом составе этих пород появляются геохимические примеси, присущие ассимилированным породам. В настоящее время по изотопному анализу щелочных пород нет ни одной серьезной работы, в которой в качестве возможной причины отклонения отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  от мантийной величины не рассматривался бы процесс ассимиляции. На роль ассимиляции щелочными магмами газовой фазы (эманационная ассимиляция) указывают многие геохимические исследования, касающиеся распределения некогерентных элементов. Весьма существен механизм смешения магм.

## 2. Магматическая формация

Под магматической *формацией* в данной работе понимается совокупность близких по петрографическому составу магматических комплексов, сформировавшихся в разных петрографических провинциях в один или в разные петрографические периоды [29]. Таким образом, в понятие «комплекс» объединяются магматические тела, близкие по времени и месту образования, а в понятие «формация» — магматические комплексы, сходные по составу и разные по месту и времени образования. Понятие «комплекс» является геологически конкретным, понятие «формация» — относительно абстрактным. Совершенно справедливо, что магматическая формация может рассматриваться как вид, а магматический комплекс — как индивид. Термин «формация», несмотря на некоторую неопределенность своих гносеологических корней, прочно вошел в теорию и практику формационного анализа, и все попытки заменить его каким-либо другим термином нецелесообразны.

Под *синхронной* магматической формацией нами понимается совокупность близких по составу магматических комплексов, сформировавшихся в разных (или одной) петрографических провинциях в один петрографический период. Синхронная магматическая формация — понятие относительно абстрактное. Под *латерально-синхронной* магматической формацией предлагается понимать синхронную формацию, залегающую в одной петрографической провинции. Латерально-синхронная магматическая формация — понятие геологически вполне конкретное.

Под *полихронной* магматической формацией понимается совокупность близких по составу магматических комплексов, сформировавшихся в разных (или одной) петрографических провинциях в разные петрографические периоды, а под латерально-полихронной — совокупность близких по составу полихронных магматических комплексов, залегающих в одной петрографической провинции. Латерально-полихронная магматическая формация — понятие геологически вполне конкретное. Пространственное размещение комплексов в полихронной провинции может быть телескопированным, диспергированным, зональным, линейным и т. д. Классиче-

ским примером является Кольско-Скандинавская провинция, в образовании которой приняло участие не менее четырех разновозрастных щелочных комплексов. По составу выделяются однопородные и многопородные формации. Магматические формации характеризуются теми же признаками, что и комплексы, но в ином аспекте.

Число и размер щелочных комплексов. Число магматических комплексов, слагающих формацию, является важным показателем, свидетельствующим о правомерности выделения данной формации. Анализ размеров щелочных комплексов показывает, что в каждой щелочной формации обычно имеет место единичное число крупных комплексов, а наряду с ними и значительное число мелких. При этом размеры щелочных комплексов являются определенными индикаторами тектонической обстановки: подавляющее большинство крупных щелочных комплексов независимо от формационной принадлежности относятся к числу платформенных, а большинство мелких — к числу геосинклинальных. Крупные магматические комплексы концентрируют все черты мелких, поэтому их использование в качестве эталонов для прототипов особенно удобно. С крупными комплексами связаны основные месторождения полезных ископаемых: с хибино-ловозерским щелочным комплексом — месторождения фосфора, циркония, титана, стронция. Размеры магматических комплексов имеют определенное прогнозное значение.

Распространенность щелочных комплексов в пространстве и во времени. Количественной характеристикой магматической, в том числе щелочной, формации является сумма площадей выходов или объемов горных пород слагающих ее магматических комплексов. Знание размеров магматических формаций позволяет сравнивать их между собой с выделением крупных и мелких и судить об их рудоносности.

Распространенность магматических комплексов во времени можно изучать, с одной стороны, по числу магматических комплексов, с другой — по площадям и объемам магматических пород, приходящихся на тот или иной отрезок геологического времени. Рассмотрение распределения магматических комплексов во времени преследует цель — определить начало формирования данной формации в истории Земли, выявить периоды ее развития и общую историческую тенденцию.

Вертикальная протяженность щелочных формаций. Определяется вертикальной протяженностью слагающих комплексов. В настоящее время в данном вопросе отчетливо выделяются два аспекта: геологический и геофизический. Из геологических данных о вертикальной протяженности отдельных комплексов, о вертикальном интервале глубин, в котором залегают все комплексы данной формации, следует, что практически все щелочные формации прослеживаются до абиссального уровня больших глубин [32]. При этом можно отметить, что определенным индикатором глубины образования являются формы залегания щелоч-

ных пород. Приповерхностные щелочные комплексы, как правило, характеризуются набором «малых» форм. Комплексы малых и средних глубин в классических щелочных провинциях Северной Нигерии, Чилвы, района Осло представлены лополитообразными и кольцевыми интрузивами. Штоки и штокообразные массивы с дискордантными отношениями с вмещающими породами чаще встречаются в комплексах средних глубин. В комплексах больших глубин отмечаются согласные и гармоничные тела овальной формы и плитообразные тела трещинной формы.

Геологические данные о мантийных включениях позволяют заключить, что щелочные комплексы уходят своими корнями в мантию. По геофизическим данным прямое зондирование вертикальной протяженности щелочных массивов и комплексов также свидетельствует об их мантийном образовании; щелочные интрузивные комплексы подразделяются на инъецированные и сквозные. Инъецированные характеризуются существенно горизонтальным залеганием и определенной приуроченностью к крупным зонам стратиграфических несогласий, например к границе осадочного и гранитного слоев, как это наблюдается в щелочных интрузиях Кольского полуострова, возможно, к разделу Конрада и границе Мохоровичича (Мохо). Сквозные имеют нижние уровни, ограниченные зонами астеносферы или возможными зонами щелочного анатексиса. По геофизическим данным итальянские и индонезийские щелочные вулканы отделены от зон анатексиса несколькими ярусами промежуточных или периферийных магматических камер.

Последовательность формирования щелочных формаций. Сравнение последовательности образования породных членов щелочных комплексов, входящих в формацию, показывает, что они представляют собой не хаотические, а весьма закономерные образования, повторяющиеся в комплексах разного возраста и разного географического положения. Другими словами, замечательной особенностью магматической структуры, в том числе и щелочной формации, является присущая ей закономерная (обобщенная и ритмичная) последовательность формирования породных членов («формационный ритм»). Такая последовательность была замечена еще давно и учтена в понятии «магматическая ассоциация». Обобщенный формационный ритм в конкретных магматических комплексах характеризуется контрастностью, полнотой проявления породных членов, сокращенностью (или редуцированностью), прерывистостью, а также рекурренцией. Несколько магматических комплексов, обладающих одинаково сокращенным формационным ритмом, можно выделить в подформацию или субформацию, по степени контрастности ритма — контрастные и не-контрастные формации. Если формационный ритм обнаруживает эволюционную тенденцию развития от меланократовых породных членов к лейкократовым, он является гомодромным, противоположная тенденция называется антидромной.

Тектоническое положение щелочных формаций. Определяется тектоническим положением входящих в состав

формации щелочных комплексов. Анализ связи щелочных комплексов со структурами крупного порядка типа «континент — океан», «геосинклиналь — ороген — платформа», «рифтовая система Земли» показывает, что на этом уровне тектонический контроль щелочного магматизма весьма определен и тектонический признак может быть использован для классификации щелочных формаций. Связь между комплексами и структурами меньшего порядка неоднозначна, далека от прямой корреляции и представляет собой перспективу дальнейших исследований.

Количественно-породный состав щелочных формаций. Определяется как сумма количественно-породных составов слагающих ее комплексов. Количественно-породные составы формаций удобны для сравнения магматических формаций между собой, они могут быть использованы для расчета распространенности магматических горных пород в целом.

Минеральный состав щелочных формаций. Характеризуется списком главных, вторичных и аксессуарных минералов тех комплексов, которые входят в состав формации. Одни минералы повторяются во всех комплексах, другие — случайные.

Состав включений в щелочных формациях. Из всей совокупности включений наибольший интерес представляют глубинные, характеризующие субстрат анатектических зон. Первая попытка систематизации состава глубинных включений на формационной основе, предпринятая Б. М. Владимировым, В. А. Твердохлебовым, Т. П. Колесниковой [1971 г.], дала положительные результаты. По данным этих авторов, глубинные включения подразделяются на специфические, присущие только данной формации, и сквозные, повторяющиеся в разных формациях. Так, в кимберлитовой формации специфическими являются включения гранат-ильменитовых и гранатовых перидотитов, а в щелочнобазальтовой — шпинелевых пироксенитов и перидотитов. К сквозным в обеих формациях принадлежат включения шпинель-гранатовых перидотитов и пироксенитов. Парагенетический анализ специфических включений позволяет наметить уровни глубинного магмообразования и подразделить зоны анатексиса по глубине залегания, а также установить связь этих зон с зонами многоярусной астеносферы.

Химический состав и геохимическая специализация щелочной формации. Средний химический состав щелочной формации, как и щелочного комплекса, рассчитывается с учетом средних химических составов породных членов и их распространенности. Этот состав важен для определения геохимической специализации комплексов, входящих в формацию. Сравнение средних химических составов щелочных комплексов со средним химическим составом формации и вычисление своеобразных «комплексных кларков концентрации» вскрывают сущность геохимической специализации каждого конкретного комплекса. «Комплексные кларки концентрации» являются поисковыми признаками. При отсутствии данных о среднем химическом составе форма-

ции можно использовать «формационные средние» и «комплексные коэффициенты накопления», вычисленные как отношения средних химических составов породных членов комплекса и формации. Значительный интерес представляет установление геохимической специализации каждой отдельной магматической формации с целью выделения среди родственной группы формаций перспективных и неперспективных на поиски определенных элементов. Геохимические различия разных комплексов, относящихся к одной формации, позволяют также судить об их генетических различиях, а средний химический состав формации — о составе «формационной магмы».

Металлогеническая специализация. В металлогеническом отношении геологически изученные щелочные формации, как и комплексы, можно подразделить на рудоносные и нерудоносные, а геологически неизученные — на потенциально рудоносные и потенциально нерудоносные. Рудоносность щелочной формации определяется рудоносностью слагающих ее комплексов, т. е. размерами и запасами ассоциирующих с ними месторождений полезных ископаемых.

Важной практической целью изучения металлогенической специализации щелочной формации является определение потенциальной рудоносности конкретных магматических комплексов с помощью системы прогнозных и поисковых признаков. В настоящее время система этих признаков начинает разрабатываться, а ниже приведены следующие.

1. Крупные размеры щелочных комплексов. Для многих щелочных формаций основные месторождения полезных ископаемых связаны с крупными комплексами. Так, с хибино-ловозерским комплексом связаны месторождения фосфора, циркония, тантала, ниобия, стронция, с маймеча-котуйским — месторождения фосфора, флогопита.

2. Высокие значения различных «кларков концентрации» и «коэффициенты накопления» в щелочных комплексах являются положительными признаками для поисков соответствующей минерализации.

3. Высокая степень дифференцированности, или большая контрастность, формационного ритма щелочного комплекса является благоприятным признаком на опрeдeление.

### 3. Ряд магматических комплексов

Основоположник учения о магматических формациях Ю. А. Кузнецов писал о необходимости оперировать при геологическом картировании и всяких геологических обобщениях не горными породами, а их ассоциациями. Продолжая эту мысль, можно отметить, что при формационном анализе щелочного магматизма настала необходимость оперировать не только «ассоциациями», но и «ассоциациями ассоциаций». Современное понимание терминов «ряд



магматических комплексов (формаций)» было сформулировано Ю. А. Кузнецовым в 1973 г., развито В. Л. Масайтисом, В. Н. Москалевой, Н. А. Румянцевой в 1979 г. и нами в 1981 г. Эти понятия, относящиеся к высокому уровню организации комплексов и формаций, являются фундаментальными в формационном анализе и требуют геологического обоснования своего определения. Пока им уделяется скромное внимание [Геологические формации. Терминологический справочник. Т. 1, 1982]. Вслед за Ю. А. Кузнецовым под «рядом магматических комплексов» (РМК) нами понимается сообщество комплексов, относительно близких по времени и месту образования, т. е. характеризующихся единой петрографической провинцией и единым петрографическим периодом и обычно разных по вещественному составу. Под их «временным рядом» представляется возрастная последовательность формирования («структура ряда») в рамках петрографического периода, а под «латеральным рядом» — характер пространственного размещения в пределах петрографической провинции. Последний может быть телескопированным, диспергированным или закономерным латерально-зональным. Ряд магматических комплексов характеризуется геологическими (петрографическая провинция и период, размер, фациальная характеристика и вертикальная протяженность, последовательность формирования, взаимоотношения с соседними рядами комплексов, тектоническое положение), вещественными (количественно-породный состав и др.) и генетическими признаками.

**Петрографические провинции.** Латеральные ряды щелочных комплексов залегают в протяженных петрографических провинциях атлантического типа по Ф. Бекке (рис. 1). Хорошим примером является Восточно-Африканская щелочная провинция, протяженностью около 4000 км, в которой ряд щелочных комплексов диспергирован по латерали и обнаруживает признаки латеральной магматической зональности. Сходные признаки наблюдаются в латеральном ряду щелочных формаций Бразильской провинции.

**Петрографические периоды.** Временной ряд магматических комплексов образуется в течение петрографического периода, охватывающего интервал геологического времени от начала образования раннего комплекса до конца формирования позднего. Например, Восточно-Африканская щелочная провинция возникла в конце мезозоя, ее формирование происходило в течение всего кайнозоя и продолжается в наши дни. Продолжительность петрографического периода складывается из суммы простых периодов формирующихся друг за другом вулканических комплексов, начиная с палеоцен-эоценовых траппов Эфиопии и Йемена и кончая недавними излияниями лейцитовых нефелинитов Ньирагонго и карбонатитов в Олдоиньо-Ленгаи. Продолжительность петрографических периодов формирования временных рядов щелочных комплексов соизмерима с продолжительностью тектоно-магматических эпох или отдельных их стадий.

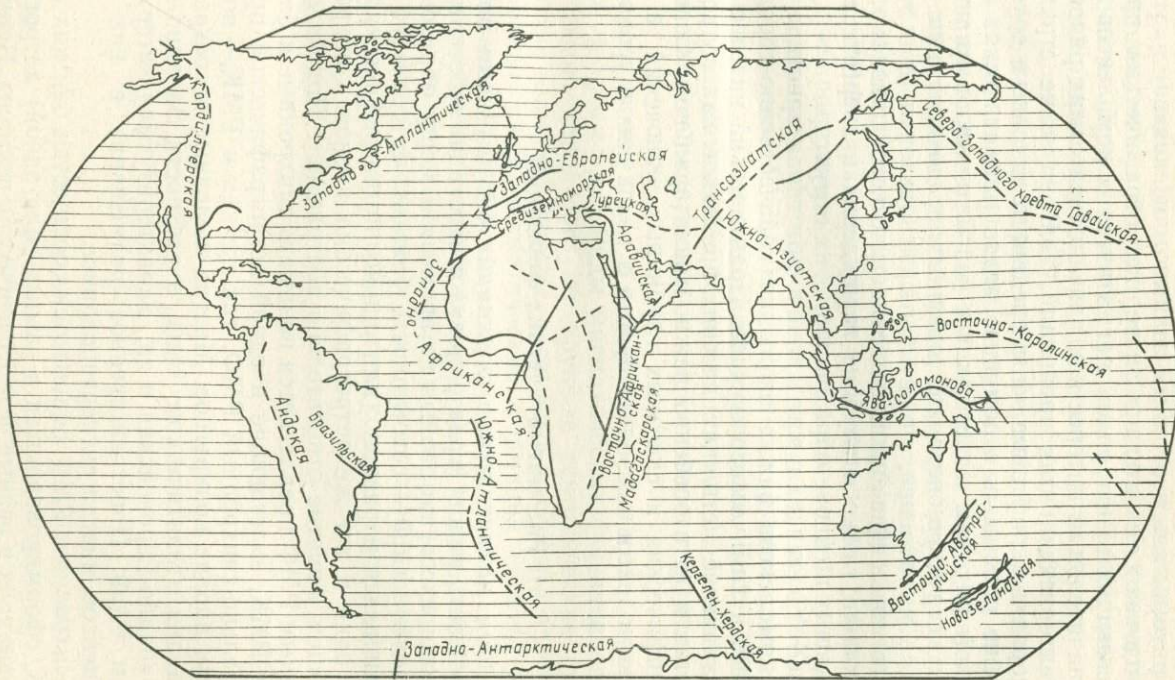


Рис. 1. Система щелочных провинций позднемезозойско-кайнозойского возраста.

Последовательность формирования рядов магматических комплексов. Установление последовательности формирования магматических комплексов внутри ряда (или аранжировка структуры временного ряда) производится по стратиграфическим, рвущим или изотопным взаимоотношениям.

Тектоническое положение петрографических провинций и залегающих в них рядов магматических комплексов представляет значительный интерес как для анализа самих рядов, так и для характеристики этих провинций. Тектонические структуры крупного порядка — рифтовые зоны, срединные массивы и другие — весьма удобно описывать с помощью рядов магматических комплексов. Такой ряд как своеобразная магматическая «начинка» рифтогенных структур, нередко лишенных осадочного или метаморфического наполнения, может быть использован в качестве формального классификационно-диагностического признака, свидетельствующего также о глубине зарождения и энергетике процесса, лежащих в основе образования этих структур.

Из вещественных признаков при характеристике рядов щелочных комплексов важна эволюция количественно-породного, минерального и химического состава. Практический интерес представляет изменение металлогенических признаков как во временном ряду, так и (что особенно важно) в латеральном. Сопоставление специфических и сквозных глубинных включений в ряду щелочных комплексов позволяет судить о различиях в уровнях их магмообразования.

#### 4. Ряд магматических формаций

Под «рядом магматических формаций» (РМФ) нами понимается совокупность рядов («ряд рядов») близких по набору магматических комплексов, но разных по времени и месту образования, под *синхронным* РМФ — совокупность близких по составу РМК, сформировавшихся в разных (или одной) петрографических провинциях в один и тот же петрографический период. Синхронный РМФ, в общем, понятие относительно абстрактное. Под *латерально-синхронным* РМФ предлагается понимать синхронные и близкие по составу РМК, залегающие в одной петрографической провинции. Латерально-синхронный РМФ, так же как и РМК, — понятие геологически вполне конкретное. Многие щелочные петрографические провинции атлантического типа, в частности Западно-Африканская, Западно-Европейская и др., характеризуются латерально-синхронным РМФ. Пространственное размещение в них РМК обычно линейное, иногда диспергированное.

Под *полихронным* РМФ понимается сообщество близких по составу РМК, сформировавшихся в разных (или одной) петрографических провинциях в разные петрографические периоды. Полихронный РМФ — понятие относительно абстрактное. Под латерально-полихронным РМФ предлагается понимать полихронный РМФ, залегающих в одной петрографической провинции. Латерально-по-

лихронный РМФ — понятие также геологически конкретное (например, Красноморско-Аденская щелочная провинция, в которой ряд щелочноабброидно-щелочногранитных комплексов в ходе венд-фанерозойской истории ее становления повторялся 4 раза [58]). Пространственное размещение РМК в латерально-полихронных провинциях может быть телескопированным, диспергированным, зональным (Красноморско-Аденская провинция) или линейным (Нигер-Нигерийская щелочногранитная провинция).

Под *временным* РМФ, как известно, понимается возрастная последовательность образования формаций в пределах ряда, которая в общем виде повторяет структуру слагающих его временных РМК и представляет собой закономерную и ритмичную последовательность высокого ранга (ритм формационного ряда). Этот ритм может быть полным, неполным или сокращенным. В последнем случае может идти речь о выделении *субряда* магматических формаций. РМФ характеризуется геологическими (число и размер РМК, распространенность РМК во времени и в пространстве, последовательность формирования, вертикальные РМК, тектоническое положение РМК), вещественными (количественно-породный состав и др.) и генетическими признаками. Число РМК, слагающих ряд магматических формаций, является объективным показателем, свидетельствующим о необходимости выделения данного ряда.

Тектоническое положение рядов магматических формаций. Ряды магматических формаций, как и ряды комплексов, характеризуют крупные тектонические структуры — рифтовые зоны, авлакогены, срединные массивы и др. Латерально-синхронные ряды магматических формаций широко развиты по простиранию этих протяженных структур.

Сравнение количественно-породных и химических составов временных и латеральных и особенно полихронных рядов магматических формаций позволяет судить об их латеральной и возрастной эволюции в течение одной или нескольких тектоно-магматических эпох.

### Классификация щелочных формаций континентов и океанов

Вопросы пространственно-временных взаимоотношений и вещественно-структурного анализа щелочных комплексов и формаций рассматривались коллективами авторов под руководством А. А. Кухаренко [1965 г.], под руководством В. С. Коптева-Дворникова [1964 г.], а также Е. В. Свешниковой [1973 г.]. Минералогические аспекты щелочных формаций детально анализировались в работе коллектива авторов под руководством Е. И. Семенова [1974 г.]. Вопросы физико-химического анализа щелочных формаций освещены Н. Ф. Шинкаревым [1970 г.] и Л. Н. Когарко [1977 г.]. Большой фактический материал по щелочным формациям приведен в обширной сводке Л. С. Бородина с соавторами [1974 г.], в монографии «Щелочные породы» под редакцией Х. Серенсена [1976 г.], в книгах В. П. Костюка [1974 г.], В. И. Коваленко [1977 г.], В. Н. Довгаля [1980 г.], А. А. Конева [1974 г., 1982 г.], Н. В. Еремеева [1984 г.], в монографии «Щелочные породы» под редакцией В. А. Кононовой [68].

Существенный вклад в развитие представлений о щелочных формациях внесли Л. С. Бородин, Е. Л. Бутакова, О. А. Воробьева, В. А. Кононова, М. П. Орлова, Е. В. Свешникова, Р. М. Яшина. Их работы создали основу для целостного представления о континентальных щелочных комплексах и формациях. В классификационных схемах магматических формаций субщелочные и щелочные формации обычно рассматривались совместно со всеми другими формациями. Первая попытка самостоятельной классификации этих формаций была предпринята коллективом авторов под руководством О. А. Воробьевой [1972 г.], Е. Л. Бутаковой [1972 г.] и Л. С. Бородиным [1974 г.]. Е. Л. Бутакова вслед за Ю. А. Билибиным, Ю. А. Кузнецовым и авторами «Карты магматических формаций СССР» подразделила щелочные формации на тектонической основе с учетом фациальной обстановки их образования. Л. С. Бородин в качестве основы для подразделения формаций выбрал глубины зарождения магматических расплавов.

#### 1. Классификация щелочных эффузивных формаций континентов

Вопросы систематики щелочных вулканических формаций континентов разработаны в классификационных схемах Ю. А. Кузнецова [25], Л. С. Бородина [11], В. А. Кононовой, Е. Д. Андреевой, Е. В. Свешниковой, Р. М. Яшиной [1976 г.], М. П. Орловой [56], В. Г. Лазаренкова [29, 36] и других исследователей.

Исторически сложилось, что классификация щелочных вулканических формаций теснейшим образом связана с изучением «ассоциации щелочных оливиновых базальтов» [62], впервые выделенной на океанических островах. Однако лучшим полигоном для изучения щелочных вулканических комплексов и формаций, где они выражены исключительно рельефно и распространены весьма

Таблица 1

## Классификация щелочных эффузивных формаций континентов

Группа формаций	Формация	Примеры комплексов	
		Вулканический	Вулкано-интрузивный
Щелочных ультрамафитов	Нефелинитовая с карбонатитами (натриевый ряд)	Востоchnoугандийский, западнокенский	Маймеча-котуйский
	Лейцититовая (калиевый ряд)	Буфумбирский	—
Щелочных базальтоидов	Лейцит-тефритовая (калиевый ряд)	Римско-неаполитанский	Западноталасский
Фонолитов и щелочных трахитов	Фонолитовая (натриевый ряд)	Кенийский	Посос-декальдасский, пилансбергский
	Лейцит-фонолитовая (калиевый ряд)	Ишимский	Сыннырский, тежсарский
Щелочных риолитов	Пантеллерит-комендитовая (натриевый ряд)	Эфиопский	Хан-богдинский

широко, оказались континентальные провинции, особенно щелочная Восточно-Африканская. Геологические работы последних лет, проведенные в этой крупнейшей провинции, поставили вопрос о коренном пересмотре традиционных представлений о происхождении щелочных формаций в целом. В Восточно-Африканской провинции отдельные члены этой ассоциации — щелочные комплексы — пространственно разделены во времени и по площади и притом такими значительными расстояниями, которые никак не позволяют считать их производными одного магматического очага.

На территории нашей страны щелочные вулканические комплексы распространены локально, но во многих провинциях щелочные вулканические породы имеют тесную временную и пространственную связь со щелочными интрузивными породами (например, Маймеча-Котуйская, Центральноалданская провинции, а также Контозерский, Тежсарский, Ишимский и другие вулкано-интрузивные массивы и комплексы). Представляется целесообразным для ряда щелочных эффузивных формаций наметить эталонные типы, преимущественно из числа классических отечественных и зарубежных комплексов, концентрирующих в себе все общие признаки, присущие каждой из этих формаций (табл. 1). Для сравнения в табл. 1 приведены соответствующие щелочные вулкано-интрузивные комплексы.

Выделение относительно дифференцированной группы щелочных вулканических формаций континентов позволяет вплотную по-

дойти к анализу временных и латеральных рядов щелочных платформенных формаций.

Нефелинитовая с карбонатитами формация (восточноугандийского и западнокенийского типа) соответствует нефелинит-фонолитовой ассоциации Л. Вильямса [1969 г.], формации нефелинитов и карбонатитов Л. С. Бородина и Е. А. Похвисневой [1977 г.], карбонатит-нефелинитовой ассоциации М. Лёба [1977 г.], и формации меланефелинитов и карбонатитов М. П. Орловой [1979 г.]. Классическими проявлениями этой формации служат известные миоценовые комплексы Восточной Африки — в Восточной Уганде, в Западной Кении и Северной Танзании (рис. 2) с действующим карбонатитовым вулканом Олдоиньо-Ленгаи. На территории СССР к рассматриваемой формации могут быть отнесены проявления щелочно-ультрамафитового вулканизма Маймеча-Котуйской провинции и, возможно, Припятско-Днепровского авлакогена.

Вулканические массивы восточноугандийского комплекса залегают в зоне меридионального простираия, вытянутой вдоль западного плеча Кенийского рифта на расстояние около 200 км от него. По данным М. Лёба [1977 г.], комплекс включает в себя породы меланефелинитового и нефелинитового (90 %) , в меньшей мере фонолитового (10 %) и карбонатитового состава. По данным Н. А. Логачева [46], общий объем пород составляет около 12 тыс. км<sup>3</sup>. Среди них в количественном отношении преобладают пирокластические породы, в первую очередь туфы и агломераты меланефелинитов и нефелинитов. Западнокенийский комплекс залегает в пределах юго-западного ответвления Кенийского рифта — в рифте Кавирондо. По мнению М. Лёба [1977 г.], меланефелиниты (16—14 млн. лет) и фонолиты (14—10 млн. лет) в нем сформировались в миоцене, а карбонатиты — в плиоцен-плейстоцене (10—0 млн. лет). На долю меланефелинитов и нефелинитов в западнокенийском комплексе приходится 82 % общего объема вулканических пород (510 км<sup>3</sup>), фонолитов — 6, карбонатитов — 2, других пород 10 %. Среди вулканических пород преобладают туфы и агломераты меланефелинитов и нефелинитов (45 %).

Тесная связь карбонатитов с фонолитами и нефелинитами оправдывает выделение их в виде самостоятельной формации. Однако не всегда нефелинитовые комплексы сопровождаются карбонатитами, а карбонатиты — нефелинитами и фонолитами. Карбонатитовые комплексы без фонолитов и нефелинитов описаны в Восточной Замбии, в Юго-Западной Танзании, а также в Афганистане.

Лейцититовая формация (типа Западного рифта) соответствует части «ассоциации лейцититовых базальтов и богатых калием трахибазальтов» Ф. Тернера и Дж. Ферхугена [62] и формации «угандитов — лейцититов» Л. С. Бородина [1977 г.]. Ее прототипом является комплекс Буфумбира и Торо-Анколе Западного рифта (рис. 3), который включает в себя лейцититы, угандиты, мелалейцититы, лейцититовые тефриты, карбонатиты и другие поро-

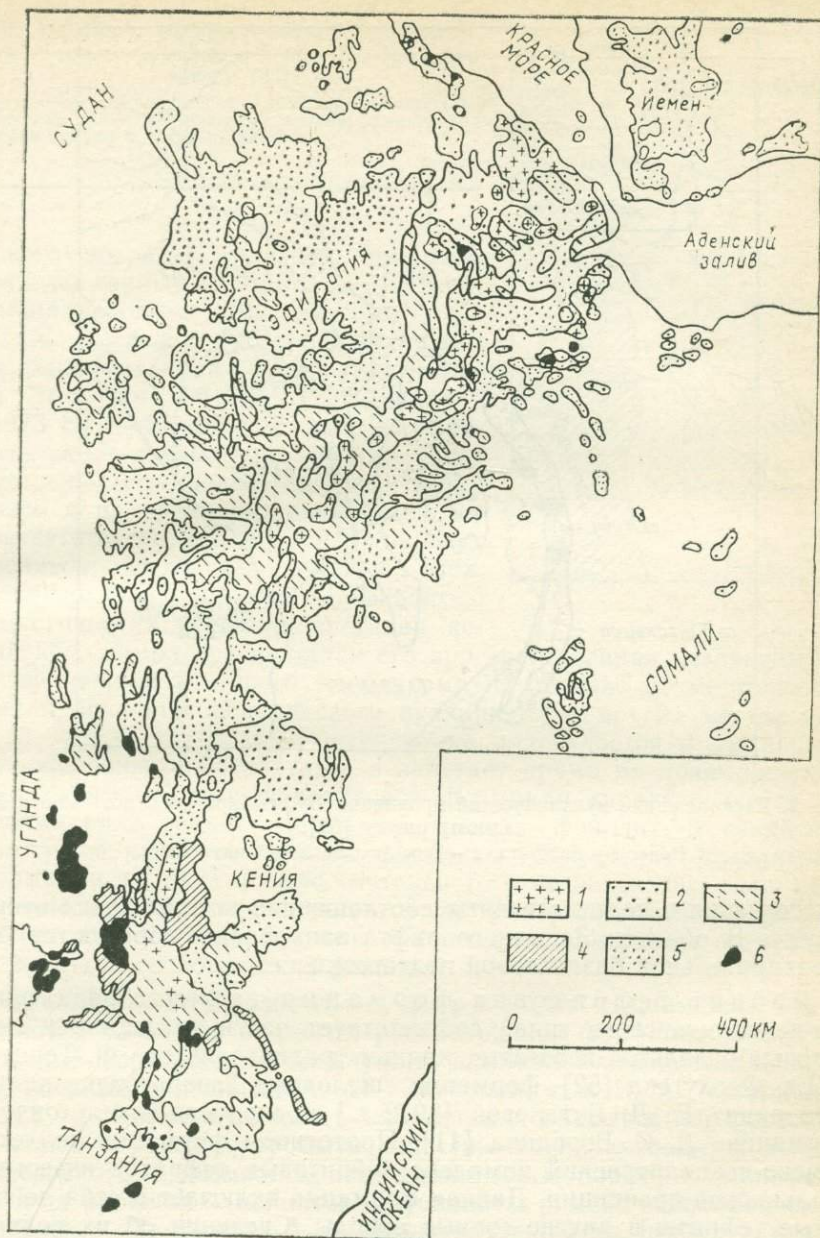


Рис. 2. Размещение вулканических ассоциаций в Кенийско-Эфиопской ветви рифтовой зоны. По Б. Бейкеру, П. Мору, Л. Вильямсу [74].

1 — трахиты, риолиты и игнимбриты (позднечетвертичные); 2 — базальты (четвертичные); 3 — трахиты, риолиты, игнимбриты (плиоцен-плейстоценовые); 4 — фонолиты (позднемиоценовые); 5 — базальты (эоцен-плиоценовые); 6 — нефелинит-фонолитовые вулканы (миоцен-голоценовые).

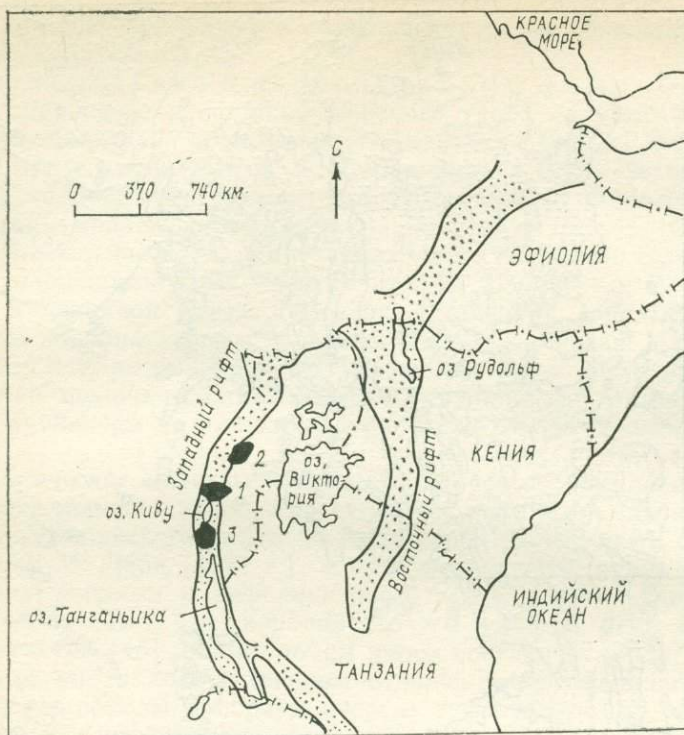


Рис. 3. Расположение вулканической провинции Буфумбира по отношению к Западному рифту [62].

Поля: 1 — Байрунга, 2 — Торо-Анколе, 3 — Южного Киву.

ды, сведения о количественных соотношениях которых пока отсутствуют. В области Западного рифта эти породы образуются без предварительной базальтовой подготовки.

Лейцит-тефритовая формация калиевого ряда (римско-неаполитанского типа) соответствует части «ассоциации лейцитовых базальтов и богатых калием трахибазальтов» Ф. Тернера и Дж. Ферхугена [62], формации «щелочных базальтоидов калиевого ряда» Е. Л. Бутаковой [1972 г.] и «калиево-базальтоидной формации» Л. С. Бородина [11]. Прототипом формации является римско-неаполитанский комплекс лейцитовых тефритов известной итальянской провинции. Данная формация включает в себя лейцитовые тефриты и другие горные породы. Сведения об их количественных соотношениях отсутствуют. В нашей стране к описываемой формации, по-видимому, принадлежит кольбашинский комплекс в Киргизии.

Фонолитовая формация (кенийского типа) соответствует формации фонолитов Л. С. Бородина [5]. Ее прототипом является замечательный кенийский комплекс платофонолитов миоце-

Рис. 4. Область распространения пород плато-фонолитового комплекса Кении. По Н. А. Логачеву [46].

1 — платофонолиты; 2 — нефелинит-фонолитовый комплекс; 3 — Танганьикский массив; 4 — вулканические конусы и стратовулканы.



нового возраста (рис. 4), занимающий, по данным С. Липпард [1973 г.], площадь около 10 тыс. км<sup>2</sup>. По Н. А. Логачеву [46], общий объем фонолитовых лав Кении достигает 25 тыс. км<sup>3</sup>, а по С. Липпарду [1973 г.], — 40—50 тыс. км<sup>3</sup>. Это значительно превышает объем всех остальных комплексов мировых фонолитов и по предварительным данным соответствует объему нефелиновых сиенитов всех геологических эпох. Исключительно важной особенностью геологических условий залегания кенийского комплекса является его пространственная независимость от щелочнобазальтового магматизма. В отличие от многочисленных проявлений фонолитового вулканизма в других местах земного шара, кенийский комплекс не подстилается нормальными или щелочными базальтами, а залегает прямо на докембрийском фундаменте. Состав фонолитовой формации характеризуется породами ряда трахит — щелочной трахит — фонолит. В кенийском комплексе наиболее развиты фонолиты. Выделение фонолитовой формации в качестве самостоятельного и независимого типа, естественно, ставит вопрос: является ли кенийский комплекс ее уникальным представителем или аналогичные комплексы встречаются в других геологических районах?

Лейцит-фонолитовая формация (ишимского типа) является калиевым аналогом рассматриваемой формации. Эталоном для этой формации может служить ишимский комплекс Казахстана, впервые описанный А. Н. Заварицким и В. А. Заварицким [1973 г.]. Кроме ишимского комплекса к описываемой формации в нашей стране могут быть отнесены эпилейцитовые фонолиты тежсарского и, возможно, псевдолейцитовые порфиры сыннырского, а за рубежом — лейцитовые фонолиты римско-неаполитанского комплекса. По данным А. А. Лебедева-Зиновьева [1969 г.], вулканические породы средне-позднедевонского возраста, слагающие большую часть ишимского комплекса (81%), представлены главным образом эпилейцитовыми фонолитовыми порфирами и их туфами (60%), сиенитами и нефелиновыми сиенитами (19%), а также подчиненными эпилейцититами, эпилейцитифирами и эпилейцитовыми тефритами (21%).

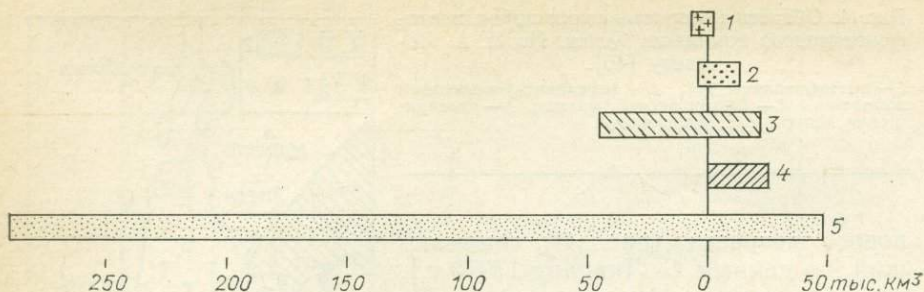


Рис. 5. Объемы вулканических пород в Восточном рифте (слева от нуля — в Эфиопии, справа — в Кении). По Б. Бейкеру, П. Морю, Л. Вильямсу [74].

1 — трахиты и риолиты (четвертичные); 2 — базальты (четвертичные); 3 — трахиты, риолиты, игнимбриты (плиоцен-плейстоценовые); 4 — фонолиты (миоценовые); 5 — базальты (третичные).

Пантеллерит-комендитовая формация (эфиопского типа). Прототипом формации является самый крупный в мире плиоцен-плейстоценовый эфиопский комплекс пантеллеритов и комендитов, занимающий большие площади в Эфиопии, особенно вдоль Эфиопского рифта, и в пределах соседних государств. В пространственном отношении он занимает вполне определенное положение во внешней зоне Восточно-Африканской щелочной провинции по краю платформы, подобно другим щелочнолипаритовым и щелочногранитным комплексам, тяготеющим к краям платформ и центральным частям активизированных зон. От подстилающих толеитовых и щелочных базальтов эоцен-олигоценового возраста пантеллериты и комендиты отделены значительным интервалом времени, в течение которого в Восточной Уганде образовался нефелинитовый с карбонатитами комплекс, а в Кении — платофонолитовый. Эфиопский комплекс комендитов и пантеллеритов более молодой по сравнению с толеитовым, щелочнобазальтовым, нефелинитовым с карбонатитами и платофонолитовым комплексами. Эффузивам эфиопского комплекса (рис. 5) присущ бимодальный характер распределения — общий объем базальтов составляет около 300 тыс. км<sup>3</sup>, а щелочных риолитов — примерно 75 тыс. км<sup>3</sup> [74]. Крупный пантеллерит-комендитовый комплекс площадью около 100 тыс. км<sup>2</sup> описан П. Венсаном [1970 г.] в вулканическом массиве Тибести в республике Чад. Ранний базальтовый вулканизм здесь отделен от позднего щелочно-липаритового периодом эрозии. Соотношение вулканических пород в комплексе Тибести (базальты — 61,8, комендиты и пантеллериты — 37, трахиандезиты — 1,2 %) свидетельствует, с одной стороны, о бимодальном характере распределения, с другой — о резком несоответствии объема кислых пород тому, который может дать базальтовая магма в процессе дифференциации (менее 10 %).

В целом анализ количественно-породного состава щелочных эффузивных формаций континентов показывает, что в качестве эталонного типа нефелинитовой с карбонатитами формации можно

рассматривать восточнугандийский и западнокенийский, лейцитовой формации — буфумбрийский, лейцит-тефритовой формации — римско-неаполитанский, фонолитовой формации — кенийский, пантеллерит-комендитовой формации — эфиопский комплексы. В дополнение к известным нами предлагается выделить лейцит-фонолитовую формацию калиевого ряда с ишимским эталонным комплексом.

## 2. Классификация щелочных эффузивных формаций океанов

Как отмечалось, классификация щелочных вулканических формаций океанов теснейшим образом связана с изучением ассоциации щелочных оливиновых базальтов, выделенной Ф. Тернером и Дж. Ферхугеном на океанических островах [62]. Современ Ч. Дарвина эта ассоциация рассматривалась как классический пример комагматической серии горных пород, возникших из одной магмы и из одного магматического источника. Геологические работы последних лет, проведенные на океанических островах, поставили вопрос о коренном пересмотре традиционных взглядов на происхождение этой ассоциации. В итоге ассоциация щелочных оливиновых базальтов распалась на отдельные более частные ассоциации, выделение которых позволяет подойти к проблеме их металлогении и генезиса со значительно большей конкретностью. Я Кармайклом, Ф. Тернером, Дж. Ферхугеном [77], М. И. Розиновым, Д. В. Рундквистом [1976 г.] и Г. Шминке [1982 г.] были предложены новые подразделения океанических вулканических серий, ассоциаций, комплексов. Приводимая ниже схема классификации щелочных вулканических формаций основывается на анализе вулканических комплексов большинства островов Атлантического, Индийского и Тихого океанов (табл. 2). Анализ каждой формации или подформации удобно проводить на примере наиболее крупных вулканических комплексов, которые могут рассматриваться как эталонные.

Фонолит-базанит-нефелинитовая формация (типа о. Принсипи) соответствует нефелинит-фонолитовой ассоциации Я. Кармайкла с соавторами [77]. Она близка континентальной карбонатит-нефелинитовой ассоциации М. Лёба [1977 г.], но совершенно лишена карбонатитов, что составляет ее важнейшую особенность. К классическим проявлениям этой формации относятся плиоценовый комплекс о. Принсипи, миоценовый комплекс о. Фернанду-ди-Норонья и плиоцен-плейстоценовый комплекс о. Триндади. Сюда же относятся комплексы о-вов Зеленого Мыса и Бермудских в Атлантике, Коморских в Индийском океане, Гавайских, Самоа, Кука, Соломоновых и архипелага Бисмарка в Тихом океане.

В рамках фонолит-базанит-нефелинитовой формации целесообразно выделить три подформации: собственно фонолит-базанит-нефелинитовую (типа о. Принсипи), фонолит-нефелинитовую (типа о. Фернанду-ди-Норонья) и нефелинитовую (типа о. Оаху, Гавай-

Таблица 2

## Классификация щелочных эффузивных формаций океанов

Группа формаций	Формация	Подформация	Эталонные комплексы
Щелочных ультрамафитов	Фонолит-базанит-нефелинитовая	Фонолит-базанит-нефелинитовая	О. Оаху (Гавайские острова)
		Фонолит-нефелинитовая Нефелинитовая	О. Фернанду-ди-Норонья О. Принсипи
Щелочных базальтов	Щелочнобазальтовая	Океанит-анкармитовая	О-ва Крозе
		Муджиерит-гавайитовая	Гавайские острова
	Щелочнотрахит-щелочнобазальтовая	Щелочнотрахит-щелочнобазальтовая (натриевая)	О. Сан-Мигель (Азорские острова)
		Щелочнотрахит-щелочнобазальтовая (калиевая)	О. Гоф
Щелочнориолит-щелочнобазальтовая	Пантеллерит-щелочнобазальтовая	О. Терсейра (Азорские острова)	
Фонолитов и щелочных трахитов	Фонолит-щелочнобазальтовая	Фонолит-щелочнобазальтовая	О. Святой Елены
		Фонолит-лейцит-базальтовая	О. Тристан-да-Кунья
		Лейцит-фонолит-щелочнобазальтовая	О. Уа Пу (Маркизские острова)
	Трахит-фонолитовая	Трахит-фонолитовая	О-ва Кергелен

ские острова). О. Принсипи относится к группе о-вов Гвинейского залива. Эти острова располагаются на континентальном шельфе и подстилаются корой переходного и океанического типов. В тектоническом плане они принадлежат, с одной стороны, Западно-Африканской периконтинентальной рифтовой зоне, протягивающейся вдоль всего Атлантического побережья Африки, с другой — к крупнейшему рифтогенному линеamentу Западной Африки, известному под названием линии Камеруна. По данным Д. Лиотарда [1982 г.], базанит-фонолит-нефелинитовый комплекс о. Принсипи с разрывом и со значительным перерывом во времени (продолжительностью около 13 млн. лет) ложится на гавайит-базальтовый комплекс (23,6—19,1 млн. лет). В нижней части он состоит из нефелинитов (5,6 млн. лет) и базанитов, а в верхней — из фонолитов

(5—5,3 млн. лет). О. Фернанду-ди-Норонья располагается на атлантическом шельфе Южной Америки. В тектоническом отношении он принадлежит к Южно-Американской периконтинентальной рифтовой зоне, родственной по своей природе Западно-Африканской [77]. Фонолиты и нефелиниты слагают позднемиоценовый комплекс, в составе которого участвуют также щелочные трахиты и щелочные базальты. На о. Оаху (Гавайские острова) постэрозионный комплекс существенно состоит из нефелинитов с резко подчиненным количеством базанитов и щелочных базальтов.

Щелочнобазальтовая формация объединяет вулканические комплексы, состоящие только из щелочных базальтов. Петрографические признаки щелочных базальтов суммированы Д. Уилкинсоном [71]. Из числа специальных разновидностей к ним относятся океаниты, анкарамиты, гавайиты и муджиериты. В принятой узкой трактовке ее границ и объема для океанов щелочнобазальтовая формация выделяется впервые. Она практически лишена средних и кислых пород и соответствует части океанической ассоциации щелочных оливиновых базальтов Ф. Тернера и Дж. Ферхугена [62], части континентальной трахибазальтовой формации Ю. А. Кузнецова [25] и близка континентальной трахибазальтовой формации Н. А. Румянцевой [48]. В океанах щелочнобазальтовые комплексы распространены достаточно широко и, так же как и на континентах, представлены главным образом двумя подформациями: океанит-анкарамитовой и муджиерит-гавайитовой.

Океанит-анкарамитовая подформация типа о-вов Крозе (рис. 6) развита на о-вах Маврикий, Реюньон (рис. 7), Коморских, Зеленого Мыса, Святой Елены и др. О-ва Крозе расположены на восточном фланге Западно-Индийского срединно-океанического хребта. Они сложены океанитами, анкарамитами и оливиновыми базальтами; возраст — плейстоценовый.

Муджиерит-гавайитовая подформация типа Гавайских островов широко представлена также на о-вах Гвинейского залива, Принс-Эдуард, Маврикий, Родригес и др. Одним из типичных и наиболее изученных является щелочнобазальтовый комплекс Гавайских островов, который можно рассматривать как эталонный для всей формации в целом. Гавайские острова в тектоническом отношении представляют собой подводный хребет, вытянутый в западном — северо-западном направлении на расстояние около 3000 км. В количественном отношении здесь господствуют толеитовые базальты, слагающие крупные щитовые вулканы. На долю щелочных базальтов приходится менее 1% общего количества базальтов, причем гавайиты и муджиериты среди них преобладают. Как показывает анализ истории становления гавайских вулканов, формирование щелочных базальтов происходит на заключительной, постэрозионной, стадии развития вулкана, которая предвдляется стадиями построения щита, обрушения и заполнения кальдеры, посткальдерного развития, погружения и эрозии. Данные абсолютного возраста подтверждают временной разрыв между щитовой стадией об-

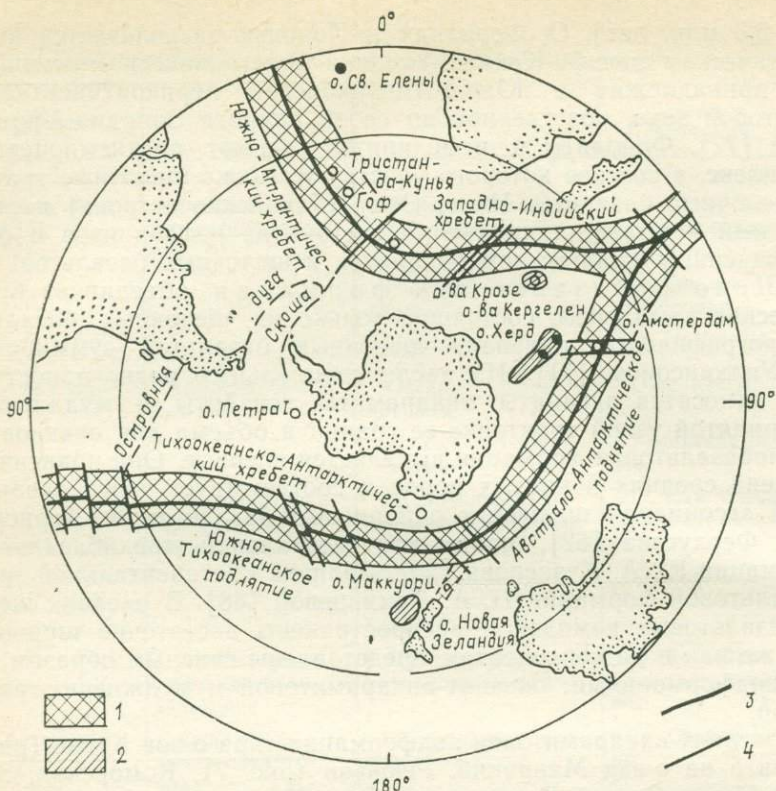


Рис. 6. Схема тектонического положения субантарктических островов. По М. Жиро и Ж. Нужье [69].

1 — океанические хребты; 2 — асейсмичные подводные плато; 3 — оси океанических хребтов; 4 — зоны разломов.

разования толеитовых базальтов и постэрозийной стадией внедрения щелочных базальтов (1—2 млн. лет). Они подтверждают также старую идею о том, что образование каждого вулканического острова в общей цепи Гавайских островов происходило последовательно в направлении с запад-северо-запада на восток-юго-восток, из чего следует, что временной интервал формирования щелочно-базальтового комплекса Гавайских островов в целом имеет скользкий характер (5,5—0,7 млн. лет [77]) и частично перекрывает период образования толеитового комплекса этих островов.

Щелочно-трахит-щелочнобазальтовая формация подразделяется на две подформации: натриевую и калиевую. Первая близка к гавайит-трахитовой серии М. И. Розилова и Д. И. Колесникова. Ее эталоном является вулканический комплекс о. Сан-Мигель (Азорские острова). Эти острова представляют собой вершины гор подводного хребта субширотного простирания, пересекающегося с Атлантическим срединно-океаническим хреб-

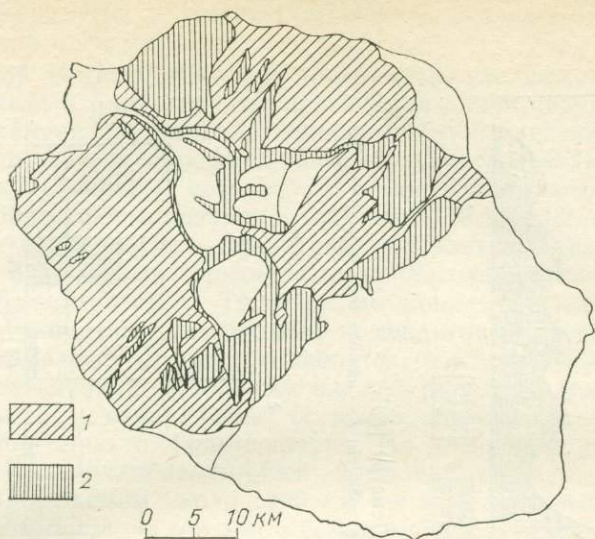


Рис. 7. Геологическая карта о. Реюньон. По Макдугаллу [1971 г.].  
 Серии: 1 — дифференцированная, 2 — океаническая.

том. Вулканический комплекс о. Сан-Мигель, по данным Л. Фернандеса [1980 г.], сформировался в плиоцен-плейстоценовое время (4,01—0,95 млн. лет). Он состоит из пикритов, щелочных базальтов, гавайитов, тристанитов, муджиеритов, в том числе щелочных. Трахиты распространены весьма широко, занимая около половины площади о. Сан-Мигель.

Щелочнотрахит-щелочнобазальтовая подформация калиевого типа близка калиевой серии М. И. Розина, Д. И. Колесникова. Типичным для нее является вулканический комплекс о. Гоф (рис. 8), располагающегося на восточном фланге Атлантического срединно-океанического хребта. Комплекс имеет, по данным Р. Леметра [1962 г.], плиоценовый возраст (3—2 млн. лет) и сложен щелочными и пикритовыми базальтами, трахибазальтами, трахиандезитами, трахитами. Поверхность острова покрыта щелочными базальтами и трахитами при равном соотношении этих пород (рис. 9).

Щелочнориолит-щелочнобазальтовая формация (типа о. Терсейра) близка океаническим оливино-толеит-кварцево-трахит-риолитовой и толеит-исландит-кварцево-трахит-риолитовой ассоциациям Я. Кармайкла с соавторами [77], щелочнобазальт-трахит-щелочнолипаритовой и щелочнобазальт-пантеллеритовой сериям М. И. Розина, Д. И. Колесникова и континентальной трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовой формации Н. С. Чурилина, Т. В. Селивановской. В океанах щелочнориолит-щелочнобазальтовые комплексы наблюдаются на Азорских и Канарских островах, на о-вах Вознесения и Буве в Атлантике, Керге-

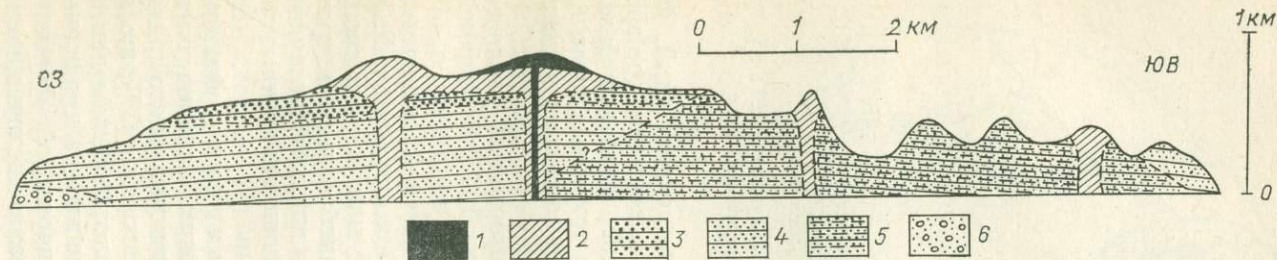


Рис. 8. Геологический разрез о. Гоф. По Р. Леметру [69].

1 — верхние базальты; 2 — верхние трахиты; 3 — средние базальты; 4 — нижние трахиты; 5 — нижние базальты; 6 — туфы.

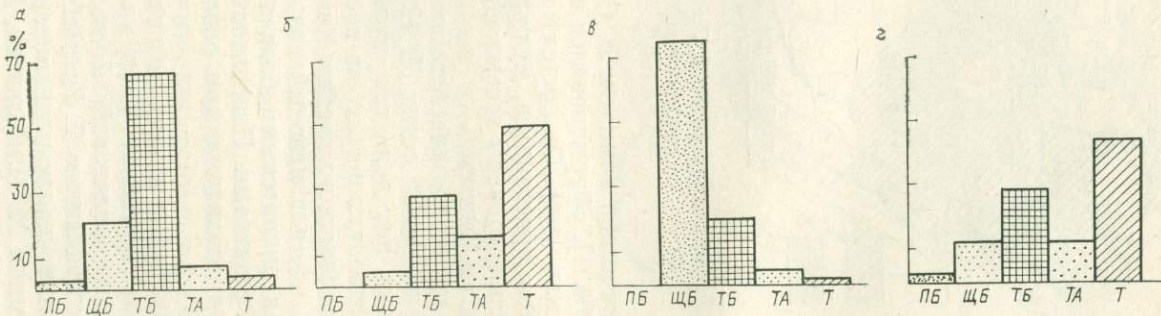


Рис. 9. Объемные соотношения горных пород на островах Южной Атлантики. По П. Бейкеру, Н. Макрису [73].

а — Тристан-да-Кунья; б — Найтингаль; в — Святой Елены; г — Гоф.

ПБ — пикритовый базальт, анкарарит или океанит; ЩБ — щелочной базальт; ТБ — трахибазальт; ТА — трахиандезит; Т — трахит+фониолит.

лен, Реюньон, Херд в Индийском океане, а также Пасхи и Ревилья-Хихедо в Тихом океане.

Типичной петрографической провинцией, где щелочные риолиты-комендиты и пантеллериты пользуются значительным развитием и по времени образования непосредственно следуют за щелочными базальтами и породами промежуточного состава, является о. Терсейра (Азорские острова). Вулканический комплекс Азорских островов сформировался в плиоцене (8,1—0,02 млн. лет) и состоит из оливиновых и пикритовых базальтов, гавайитов, муджиеритов, бенморейтов, трахитов, комендитовых трахитов, комендитов и пантеллеритов. О. Терсейра, по данным С. Селфа [1976 г.], сложен игнимбритами комендитов, комендитовых трахитов и пантеллеритов, возраст которых колеблется от 23 до 20 тыс. лет. По площади развития и по объему кислых риолитов (около 4 км<sup>3</sup>) о. Терсейра среди океанических островов занимает одно из первых мест, уступая лишь о. Гран-Канария. На последнем похожий щелочнориолит-щелочнобазальтовый комплекс сложен щелочными базальтами (объемом около 1000 км<sup>3</sup>) и комендитовыми и трахитовыми игнимбритами (объемом около 100 км<sup>3</sup>).

Фонолит-щелочнобазальтовая формация соответствует щелочнобазальт-трахит-фонолитовой и калиево-щелочнобазальт-трахит-фонолитовой ассоциациям Я. Кармайкла и др. [77]. В ее рамках представляется целесообразным выделить три подформации: натриевую фонолит-щелочнобазальтовую типа о. Святой Елены и калиевые фонолит-лейцит-базальтовую типа о. Тристан-да-Кунья и лейцит-фонолит-щелочнобазальтовую типа о. Уа Пу (Маркизские острова).

Фонолит-щелочнобазальтовая подформация типа о. Святой Елены точно соответствует щелочнобазальт-трахит-фонолитовой ассоциации Я. Кармайкла и др. [77]. Вулканические комплексы этой подформации широко развиты в Тихом океане на о-вах Таити, Тубуаи, Каролинских, Хуан-Фернандес, Баллени, Лайн, а также встречаются в Атлантическом океане на о. Святой Елены и в Индийском океане на о. Родригес. Типичным представителем описываемой подформации, по данным С. Харриса [1983 г.], является плиоценовый комплекс о. Святой Елены (8,4—7,6 млн. лет). Этот остров площадью 120 км<sup>2</sup> лежит в 800 км восточнее осевой зоны Атлантического срединно-океанического хребта. Плиоценовый комплекс венчает надводную часть сдвоенного вулкана о. Святой Елены. Он с размывом и несогласием залегает на верхнемиоценовом щелочнобазальтовом комплексе с возрастом 10,1 млн. лет. В нижней части плиоценовый комплекс состоит из щелочных базальтов, трахиандезитов, трахитов (8,4 млн. лет), а в верхней — из трахитов и фонолитов (7,6 млн. лет).

Фонолит-лейцит-базальтовая подформация типа о. Тристан соответствует калиево-щелочнобазальт-трахит-фонолитовой ассоциации Я. Кармайкла и др. [77]. В Тихом океане к рассматриваемой подформации относится комплекс о. Кергелен. О. Тристан (арх. Тристан-да-Кунья) расположен на восточном фланге Атлан-

тического срединно-океанического хребта в 230 км от его осевой зоны. Он сложен плиоцен-современным комплексом пикритовых базальтов (2%), щелочных базальтов (20%), гавайитов (70%), трахиандезитов (5%), трахитов и фонолитов (3%). Лейцит редко встречается в вулканических породах океанов. На о-вах Тристан-да-Кунья многие разновидности пикритовых и щелочных базальтов содержат лейцит. Санидин и ортоклазсодержащий трахиандезит, описанный с о-вов Тристан-да-Кунья, получил специальное название тристанит.

Лейцит-фонолит-щелочнобазальтовая подформация типа о. Уа Пу (Маркизские острова) впервые выделяется как подформация. В отличие от предыдущей подформации, по данным А. Бишопа, А. Вулли, В. Дина [1973 г.], лейцит присутствует здесь в поздних членах — в фонолитах, а не в ранних базальтовых членах, как на о-вах Тристан-да-Кунья. Кроме о. Уа Пу лейцит-фонолит-щелочнобазальтовый комплекс известен на о-вах Зеленого Мыса. Маркизские острова представляют собой вулканогенное нагорье, надводная часть которого сложена плиоцен-плейстоценовым комплексом (5,2—1,3 млн. лет) щелочных базальтов, а также гавайитов, калиевых муджиритов, калиевых трахитов и псевдолейцитовых фонолитов, описанных еще А. Лакруа. Полный набор членов комплекса, в первую очередь фонолитов и трахитов, наблюдается только на о. Уа Пу. На других островах архипелага комплекс представлен ограниченным числом базальтовых членов. Псевдолейцитовые фонолиты о. Уа Пу — высококалийевые породы, в которых лейцит замещен псевдоморфозами нефелина и ортоклаза.

Трахит-фонолитовая формация типа о. Кергелен близка выделенной нами континентальной фонолитовой формации кенийского типа. Вулканические комплексы трахит-фонолитовой формации наблюдаются на о-вах Кергелен и Анжуан в Индийском океане, на Канарских (о. Тенерифе) и островах Зеленого Мыса в Атлантике, на о-вах Кука и других в Тихом океане. Прототипом формации является кергеленский трахифонолитовый комплекс, имеющий возраст 6 млн. лет [69]. Он состоит из трахитов, трахифонолитов, фонолитов и исключительно редких, даже для континентальных формаций, агпайтовых фонолитов. На долю пород трахифонолитового комплекса приходится около 3% объема всех магматических пород о. Кергелен. От подстилающего щелочнобазальтового комплекса (30,0—27,0 млн. лет) трахифонолитовый отделяется значительным интервалом времени. Сходная геологическая ситуация имеет место на о. Тенерифе (Канарские острова), где плиоцен-плейстоценовый комплекс трахитов, трахифонолитов и фонолитов (2,0—0,2 млн. лет) отделен стратиграфическим несогласием и значительным временным перерывом от миоценового щелочнобазальтового комплекса (16—10 млн. лет), а также на о. Анжуан (Коморские острова), где фонолитовый комплекс залегает на размытой поверхности миоцен-плейстоценового трахит-щелочнобазальтового комплекса. В тектоническом отношении о. Кергелен принадлежит Кергелен-Гаусбергскому глыбовому хребту.

Лейцититовая формация, представленная на континентах большим числом комплексов, на океанических островах отсутствует. Единственный вулканический остров, на котором встречаются лейцититы — это о. Фогу (о-ва Зеленого Мыса). На нем в составе миоцен-плейстоценового комплекса Г. Партом вместе с трахитами, фонолитами и нефелинитами описаны лейцититы.

Щелочнориолитовая формация, близкая к пантеллерит-комендитовой формации континентов, на океанических островах проблематична. С точки зрения возможности выделения здесь самостоятельных щелочнориолит-риолитовых комплексов заслуживают внимания два крупных острова: Исландия и Кергелен. По данным В. И. Герасимовского [1978 г.], в Исландии щелочнориолит-риолитовый вулканизм (10,0—1,5 млн. лет) проявился после щелочобазальт-базальтового (20,0—9,0 млн. лет), причем на долю риолитов здесь приходится 8 % общего количества вулканитов (89 % — базальты, 3 % — исландиты). Среди нормальных риолитов в Исландии отмечаются щелочные — комендиты и пантеллериты.

### 3. Классификация щелочных интрузивных формаций континентов

Систематика щелочных интрузивных формаций континентов рассматривалась в классификационных схемах ряда авторов. Материалом исследования им послужили обширные данные по щелочным комплексам, объединяющим около 500 щелочных массивов различного геологического возраста. Магматические формации отличаются друг от друга не только качественно, но и количественным соотношением горных пород. Сходные по составу магматические комплексы принадлежат разным магматическим формациям, если они существенно различаются содержанием горных пород. Основа классификации магматических формаций, в том числе щелочных, должна быть петрографической. Целью настоящего раздела является обобщение данных о петрографическом или «количественно-породном» составе основных типов щелочных интрузивных формаций. Другие важные признаки этих формаций — тектоническая обстановка или глубина образования — нами здесь не рассматриваются. Сведения о петрографическом составе формаций взяты из литературных источников, а также получены нами путем подсчета площадей распространения горных пород для крупнейших интрузивных комплексов и массивов. Эти данные положены в основу предлагаемой ниже классификации щелочных интрузивных формаций (табл. 3). А поскольку каждая магматическая формация характеризуется примерным процентным содержанием тех или иных горных пород, то ее название строится, как это принято в петрографии: сначала упоминаются горные породы, присутствующие в меньшем количестве, затем те, которые находятся в большем количестве.

Формация щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами (маймеч-котуйского типа). Очень крупная по размерам Маймеч-Котуйская провинция представляет

Таблица 3

## Классификация щелочных интрузивных формаций континентов

Группа формаций	Формация	Эталонные комплексы
Щелочных ультрамафитов и габброидов	Щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами	Маймеча-котуйский
	Миаскитовых нефелиновых сиенитов — габбро	Монтеригианский
	Псевдолейцитовых сиенитов — шонкинитов	Монтаны
Нефелиновых и щелочных сиенитов	Миаскитовых нефелиновых сиенитов — сиенитов	Осло
	Миаскитовых нефелиновых сиенитов с карбонатитами	Чилва
	Сиенитов — миаскитовых нефелиновых сиенитов	Ильмено-вишневогорский
	Псевдолейцитовых сиенитов	Сыннырский
	Сиенитов, агпаитовых и миаскитовых нефелиновых сиенитов	Южногренландский
	Агпаитовых нефелиновых сиенитов	Хибино-ловозерский
Щелочных гранитов	Эгириин-арфведсонитовых гранитов	Кейвский
	Эгириин-арфведсонитовых и колумбитоносных биотитовых гранитов	Северонигерийский

собой своеобразный эталон описываемой формации. В ней отчетливо выражен комагматический характер интрузивных и эффузивных членов, присутствуют почти все горные породы, отмечающиеся в других провинциях и массивах этой формации. Ультраосновные породы представлены рядом оливинит — пироксенит, щелочные ультрабазиты и габброиды — рядом якупирангит — мельтейгит — ийолит, а мелилитовые породы — ункомпагритом, турьянтом, окантом, мелилитолитом.

Средний петрографический состав формации в значительной мере отвечает среднему составу пород Маймеча-Котуйской провинции (табл. 4). На долю ультраосновных и щелочно-ультраосновных разновидностей приходится около 90%. Среди ультраосновных пород преобладают оливиниты, но они главным образом характерны для Маймеча-Котуйской, Карело-Кольской и Зимбабвийской провинций. По частоте встречаемости в разных провинциях среди пород ряда оливинит — перидотит — пироксенит на первом месте стоят пироксениты, причем среди ультраосновных членов, по существу, отсутствуют такие типичные их разновидности, как перидотиты. Практически нет в составе формации и габбро.

Таблица 4

Площадь (км<sup>2</sup>), занимаемая породами формации щелочных и ультраосновных пород с карбонатами в различных провинциях

Порода	Маймеча-Котуйская	Карело-Кольская	Бразильская	Зимбабвийская	Суммарная площадь	Распространенность, %
Оливинит, дунит	327,9	18,3	—	14,4	360,6	40,3
Перидотит	—	—	5,2	—	5,2	0,6
Пироксенит	9,0	53,1	—	—	62,1	7,0
Мелилитовые породы	12,3	5,6	—	—	17,9	2,0
Якупирангит, малиньит, шонкиннит	35,8	—	52,1	—	87,9	10,0
Мельтейгит	40,0	15,9	—	—	55,9	6,3
Ййолит	69,0	25,1	6,5	5,3	105,9	12,0
Меланефелинит, пикрит	118,8	—	—	—	118,8	13,5
Щелочной сиенит	0,5	—	—	—	0,5	0,1
Миаскитовый нефелиновый сиенит	1,1	—	39,3	0,2	40,6	4,6
Кальцитовый карбонатит	14,3	2,2	1,2	2,5	20,2	2,3
Доломитовый карбонатит	1,5	—	—	0,6	2,1	0,2
Камафорит	3,6	0,8	0,6	—	5,0	0,6
Общая площадь, занимаемая формацией	633,9	121,0	104,9	22,7	882,5	99,5
Число массивов	12	10	4	3	29	

Следовательно, в петрографическом отношении даже в своей ультраосновной части описываемая формация существенно отличается от двух важнейших ультрамафитовых формаций: дунит-гарцбургитовой и дунит-пироксенит-габбровой. Среди членов ряда якупирангит — мельтейгит — ййолит чаще других встречаются последние. Эта особенность была отмечена Е. И. Семеновым [51], выделившим группу массивов с диопсидовыми ййолитами. Количество мелилитовых пород составляет первые проценты. Щелочные и нефелиновые сиениты не являются неизменными членами формации. Среди карбонатитов кальцитовые (севиты) явно преобладают над доломитовыми.

Формация миаскитовых нефелиновых сиенитов — габбро (монтеригианского типа) соответствует «щелочногабброидной» формации А. А. Кухаренко [27], части формации «щелочных габброидов, щелочных и нефелиновых сиенитов» [48] и «натровой щелочногабброидной» формации Л. С. Бородина [11]. Прототипом формации является известный монтеригианский комплекс. На территории нашей страны к ней принадлежит сайженский комплекс Байкальской провинции, горячегорский — в Кузнецком Алатау и интрузивный комплекс, слагающий массивы Гремяха-Вурмес и Елетьозерский в Кольско-Скандинавской провинции. Породы этой формации имеют сложный петрографический со-

Таблица 5

Площадь (км<sup>2</sup>), занимаемая породами формации миаскитовых нефелиновых сиенитов — габбро в различных провинциях

Порода	Монте-ри-гианская	Каре-до-Кольская	Кузнецко-Алтауская	Бай-кальская	Суммарная площадь	Распространенность, %
Перидотит, пироксенит	15,0	18,5	—	—	33,5	7,1
Пироксенит	—	4,9	—	—	4,9	1,0
Окаит-якупирангит, альнеит	2,3	—	—	—	2,3	0,5
Габбро — пироксенит	—	—	67,4	6,3	73,7	15,6
Габбро	45,0	99,0	—	—	144,0	30,5
Ййолит, уртит	4,2	—	1,3	2,6	8,1	1,7
Эссексит, тералит	3,1	2,7	1,3	—	7,1	1,5
Монцонит	—	—	0,5	—	0,5	0,1
Щелочной гранит	6,3	—	6,1	—	12,4	2,4
Сиенит	3,8	—	—	—	3,8	0,8
Нордмаркит	13,2	—	—	—	13,2	2,8
Пуласкит	24,3	37,9	20,0	2,2	84,4	17,9
Нефелиновый сиенит	9,4	14,2	1,8	29,2	54,6	11,6
Карбонатит	8,1	—	—	—	8,1	1,7
Другие породы	—	22,8	—	—	22,8	4,8
Общая площадь, занимаемая формацией	134,7	200,0	98,4	40,3	473,4	100,0
Число массивов	9	2	8	9	28	

став — от перидотитов и пироксенитов до нефелиновых сиенитов и даже карбонатитов, но наиболее распространены габбро и щелочные сиениты (табл. 5). Для нее характерны такие породы, как окаиты-якупирангиты, эссекситы, тералиты, альнеиты, ййолиты, уртиты и монцониты. Основные и ультраосновные породы формации представлены членами ряда перидотит — пироксенит — габбро, в котором на долю габбро приходится около 50%. Переходные породы между основными и щелочными (разнообразные щелочные габброиды) составляют менее 5% от общего состава формации и по количеству значительно уступают переходным щелочным ультрабазитам в формации щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами. На долю щелочных и нефелиновых сиенитов в описываемой формации приходится около 1/3, причем щелочные сиениты (главным образом пуласкиты) заметно преобладают над нефелиновыми сиенитами, хотя последние встречаются чаще.

Формация псевдолейцитовых сиенитов — шонкинитов (типа Монтаны) соответствует формации «щелочных габброидов, нефелиновых и щелочных сиенитов калиевого ряда» Е. Л. Бутаковой [1972 г.], «псевдолейцитовой сиенит-габбровой» Н. Л. и Г. Л. Добрецовых [1972 г.] и «калиевой щелочногабброидной формации» Л. С. Бородина [11]. Классическими районами распространения пород этой формации являются штат Монтана в

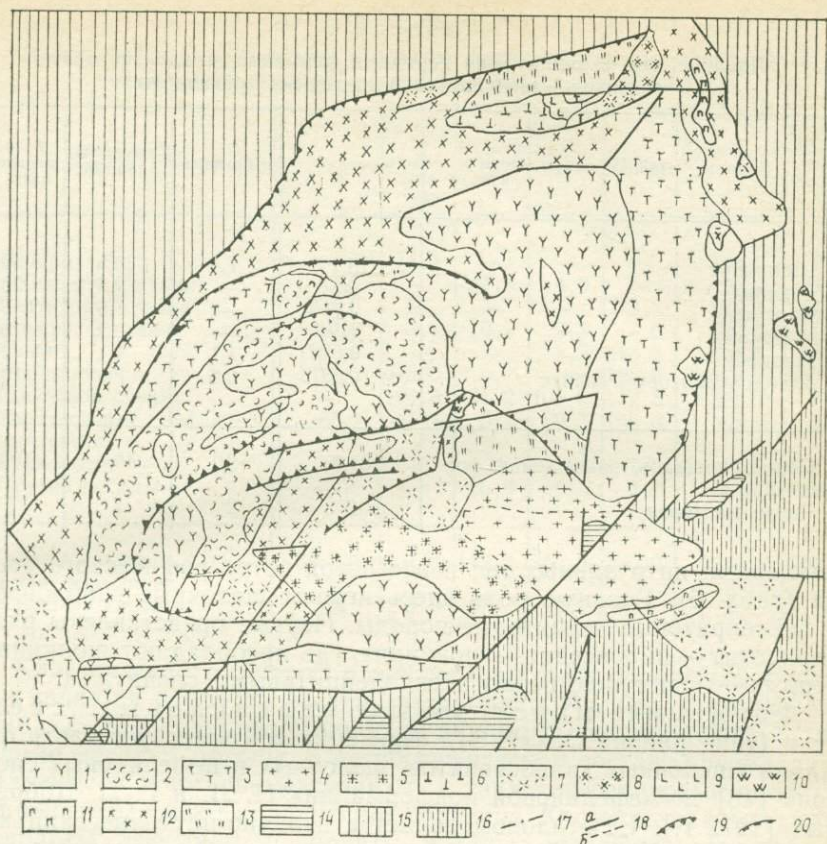


Рис. 10. Геологическая схема Ишимского массива. По В. А. Невскому, П. С. Козловой, А. Ф. Киселеву [52] с упрощениями.

1 — трахитовые, трахит-эпилейцитовые порфиры, их пирокластика; 2 — эпилейцитовые порфиры, их пирокластика; 3 — эпилейцитовые порфиры, щелочные базальты, их пирокластика, лейцититы, авгититы; 4—12 — интрузивные породы: 4 — субщелочные граниты, 5 — кварцевые сиениты, 6 — сиениты, 7 — монзониты, 8 — меланократовые сиениты, 9 — эссекситы, 10 — кенталлениты, 11 — перидотиты и пироксениты, 12 — нефелиновые, содалитовые, либнеритовые, эпилейцитовые и псевдолейцитовые сиениты; 13 — роговики; 14 — нижнекарбонные отложения; 15 — алевролиты, песчаники глинистые сланцы; 16 — углисто-кремнистые кордиеритовые сланцы и филлиты; 17 — полукольцевой дайковый пояс; 18 — разломы (а — установленные, б — предполагаемые); 19, 20 — разломы: 19 — конические, 20 — цилиндрические.

США и Киргизия в СССР. В обеих провинциях интрузивные породы ассоциируют с комагматическими сериями вулканических, в том числе щелочных и псевдолейцитовых пород. Замечательным комплексом псевдолейцитовых сиенитов — шонкинитов является ишимский [52], включающий в себя ряд достаточно крупных массивов — Ишимский (рис. 10), Кенский, Шиксайский, Кенталдысайский и др. В Ишимской щелочной провинции интрузивный комплекс псевдолейцитовых сиенитов — шонкинитов генетически связан с эффузивным лейцититовым комплексом. Магматические комплексы рассматриваемой формации характеризуются небольшими

Таблица 6

Площадь (км<sup>2</sup>), занимаемая породами формации псевдолейцитовых сиенитов — шонкинитов в различных провинциях

Порода	Монтана	Киргизия	Суммарная площадь	Распространенность, %
Шонкинит	13,1	7,4	20,5	50,1
Тералит	9,5	—	9,5	23,2
Фергусит	1,5	—	1,5	3,7
Миссурит	0,2	—	0,2	0,5
Монзонит	—	1,1	1,1	2,7
Псевдолейцитовый сиенит	7,5	0,6	8,1	19,8
Общая площадь, занимаемая формацией	31,8	9,1	40,9	100,0
Число массивов	5	2	7	

размерами интрузивных тел и пестротой петрографического состава (табл. 6). Главную роль здесь играют щелочные габброидные и лейкократовые лейцитовые породы. Первые представлены рядом перидотит — пироксенит — шонкинит, где преобладают шонкиниты, вторые — преимущественно псевдолейцитовыми сиенитами.

«Формация миаскитовых нефелиновых сиенитов (типа района Осло). Эта формация соответствует части формации «щелочных граносиенитов, щелочных и нефелиновых сиенитов» [48] и «нефелиновой подформации» Н. Л. и Г. Л. Добрецовых [1972 г.]. Ее эталоном является вулканоплутонический комплекс района Осло. В нашей стране на юге Красноярского края относительно широко развиты породы столбовского и сайбарского интрузивных комплексов, имеющих много общих черт с комплексом района Осло. К описываемой формации тяготеют горные породы Восточно-Гренландской (кангердлугессуакский комплекс) и Судано-Египетской провинций. Состав формации характеризуется породами ряда: нормальный сиенит, щелочной сиенит, миаскитовый нефелиновый сиенит. Наиболее развиты первые, менее — нефелиновые сиениты. Существенная роль принадлежит биотитовым и щелочным гранитам, отмечаются эссекситы и шонкиниты (табл. 7).

Формация миаскитовых нефелиновых сиенитов с карбонатитами (типа Чилва). Формация щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами является не единственной ассоциацией, в составе которой встречаются карбонатиты. Довольно часто они пространственно и по времени образования тесно связаны с сиенитами и нефелиновыми сиенитами. Значительная распространенность этих магматических комплексов и промышленная значимость карбонатитов являются, по нашему мнению, вескими аргументами для выделения миаскитовых нефелиновых сиенитов с карбонатитами в самостоятельную формацию.

Таблица 7

Площадь (км<sup>2</sup>), занимаемая породами формаций группы миаскитовых нефелиновых сиенитов — сиенитов в различных провинциях

Порода	Осло	Восточно-Гренландская	Судано-Египетская	Алданская	Чилва	Суммарная площадь	Распространенность, %
Габбро	—	74,1	—	—	—	74,1	1,0
Эссексит, шонкиннит	15,0	—	7,8	4,0	—	26,8	0,4
Биотитовый гранит	840,0	—	—	—	73,8	913,8	12,7
Щелочной гранит	821,0	3,2	10,9	2,5	7,0	844,6	11,7
Сиенит	1923,0	—	—	5,2	215,3	2143,5	29,7
Нордмаркит	1425,0	648,3	—	—	125,6	2198,9	30,5
Щелочной сиенит	—	194,3	91,2	100,0	172,8	558,3	7,7
Миаскитовый нефелиновый сиенит	65,0	47,1	5,7	89,3	155,6	362,7	5,0
Карбонатит	—	—	—	—	7,0	7,0	0,1
Другие породы	—	—	26,6	55,5	2,7	84,8	1,2
Общая площадь, занимаемая формацией	5089,0	967,0	142,2	256,5	760,0	7214,5	100,0
Число массивов	2	3	17	7	10	39	

Классическим примером развития щелочных пород этой формации является район оз. Чилва (республика Малави, частично Мозамбик). К данной формации, по-видимому, принадлежат и щелочные массивы Анголы. В петрографическом составе преобладают щелочные и нормальные сиениты, а также нефелиновые сиениты; карбонатиты имеют подчиненное значение. Кроме того, отмечаются фонолиты, нефелиниты, ийолиты, а также щелочные лампрофиры (табл. 7).

Формация сиенитов — миаскитовых нефелиновых сиенитов (ильмено-вишневогорского типа) эквивалентна формации «натровых и калинатровых нефелиновых сиенитов» Л. С. Бородина [11], однако, отвечая по названию, совершенно не соответствует по составу формации «щелочных и нефелиновых сиенитов» в работе [48], поскольку в последней к этой формации отнесены только щелочные комплексы с лейцитовыми сиенитами, а комплексы щелочных и нефелиновых сиенитов — к формации «щелочных граносиенитов, щелочных и нефелиновых сиенитов». Интрузивные комплексы рассматриваемой формации распространены весьма широко, особенно на Азиатском и Северо-Американском континентах. Для этой формации довольно типичны ильмено-вишневогорский комплекс, а также интрузивные комплексы Тувы и Монголии (табл. 8).

Интрузивные комплексы группы формации нефелиновых и щелочных сиенитов характеризуются относительно небольшими размерами и более или менее устойчивым составом слагающих их горных пород. Весьма обычны нефелиновые сиениты миаскитового

Таблица 8

Площадь (км<sup>2</sup>), занимаемая породами формаций группы сиенитов — нефелиновых сиенитов в различных провинциях

Порода	Уральская	Тувинно-Монгольская	Байкальская	Южно-Гренландская	Трансваальская	Карело-Кольская	Суммарная площадь	Распространенность, %
Габбро	—	8,9	—	157,0	—	—	165,9	3,4
Эссексит, шонкинит	—	8,5	—	—	—	—	8,5	0,2
Йюлит	—	9,7	—	—	—	—	9,7	0,2
Йюлит, уртит	—	2,0	—	—	—	95,3	97,3	2,0
Биотитовый гранит	—	—	—	155,0	—	—	155,0	3,2
Сиенит	14,1	8,6	—	385,0	—	—	407,7	8,4
Нордмаркит	—	10,0	—	15,0	—	—	25,0	0,5
Щелочной сиенит	—	89,9	486,0	—	—	—	575,9	11,9
Миаскитовый нефелиновый сиенит	67,7	162,5	227,9	428,0	91,4	171,1	1148,6	23,7
Псевдолейцитовый сиенит	—	—	243,0	—	—	—	243,0	5,0
Агпайтовый нефелиновый сиенит	—	—	—	72,0	42,9	1633,5	1748,4	36,1
Карбонатит	—	—	—	—	19,1	—	19,1	0,4
Другие породы	30,0	—	16,8	9,0	171,1	14,3	241,2	5,0
Общая площадь, занимаемая формацией	111,8	300,1	973,7	1221,0	324,5	1914,2	4845,3	100,0
Число массивов	2	26	6	9	26	2	71	

ряда, щелочные и нормальные сиениты, иногда йюлиты. Некоторые горные породы, целые массивы и даже магматические комплексы описываемой формации испытали метаморфические изменения, поэтому для нее характерны миаскиты, личфильдиты, мариуполиты, канадиты и другие метаморфизованные нефелиновые сиениты.

Формация псевдолейцитовых сиенитов (сыннырского типа). Эта формация представлена уникальным сыннырским комплексом. Данный комплекс в работе [48] отнесен к формации «щелочных и нефелиновых сиенитов», что справедливо с точки зрения его петрографического состава. Л. С. Бородин [11] считает сыннырский комплекс эквивалентом выделенной им формации «калиевых и натрово-калиевых лейцит-нефелин-сиенитов». Нами предлагается сокращенный вариант названия «формация псевдолейцитовых сиенитов», отражающий только специфические особенности ее состава. Сыннырский комплекс в Северном При-

байкалье сложен фельдшпатоидными сиенитами миаскитового ряда: псевдолейцитовыми, псевдолейцито-нефелиновыми, нефелиновыми, а также щелочными сиенитами и оригинальными и редкими сынныритами, содержащими более 80 % псевдолейцита (табл. 8). К формации псевдолейцитовых сиенитов, по-видимому, можно отнести также комплексы нормальных и щелочных сиенитов с подчиненными площадями выходов псевдолейцитовых сиенитов, распространенных в Киргизии, Канаде и на Аляске.

Формация сиенитов, агпаитовых и миаскитовых нефелиновых сиенитов (южногренландского типа) отчетливо выделяется по своему петрографическому составу. Ее прототипом является известный гардарский комплекс Южно-Гренландской провинции, характеризующийся широким развитием миаскитовых нефелиновых и нормальных сиенитов и подчиненным количеством агпаитовых нефелиновых (табл. 8). Последними сложен один из самых замечательных агпаитовых массивов мира — Илимауссакский (о. Гренландия). В состав этого комплекса, кроме того, входят биотитовые граниты и габбро. По степени дифференцированности слагающих его щелочных пород этот комплекс не имеет себе равных в мире. Кроме гардарского к описываемой формации относится комплекс массива Лос (рис. 11) в Гвинее [28], а также пилансбергский комплекс Трансваальской провинции (табл. 8), по существу занимающий промежуточное положение между гардарским и рассмотренным ниже хибино-ловозерским комплексами (по соотношению агпаитовых и миаскитовых нефелиновых сиенитов он похож на гардарский, а отсутствие сиенитов сближает его с хибино-ловозерским).

Формация агпаитовых нефелиновых сиенитов (хибино-ловозерского типа) занимает в петрографическом отношении обособленное положение — она почти целиком состоит из нефелиновых сиенитов агпаитового типа. Типичным примером этой формации является хибино-ловозерский комплекс на Кольском полуострове, сложенный преимущественно хибинитами и фойяитами, в меньшей степени луявритами (табл. 8). Хибинский массив имеет в основном фойяитовый, а Ловозерский — луявритовый состав; в первом отсутствуют нозеановые и содалитовые сиениты, а во втором — рихорриты.

Формация эгирин-арфведсонитовых гранитов (кейвского типа). Уникальным представителем этой формации является кейвский комплекс щелочных гранитов площадью 3250 км<sup>2</sup>. По И. Д. Батиевой [1976 г.], в составе комплекса (табл. 9) преобладают эгирин-арфведсонитовые граниты (80 %), наряду с которыми встречаются лепидомелан-феррогастингситовые граниты (10 %) и авгит-лепидомелановые гранодиориты (10 %). Среди второстепенных разновидностей отмечаются астрофиллитовые и энigmatитовые щелочные граниты. Кроме кейвского к данной формации относятся хан-богдинский комплекс в Северной Монголии [7] и, по-видимому, нигерский комплекс.

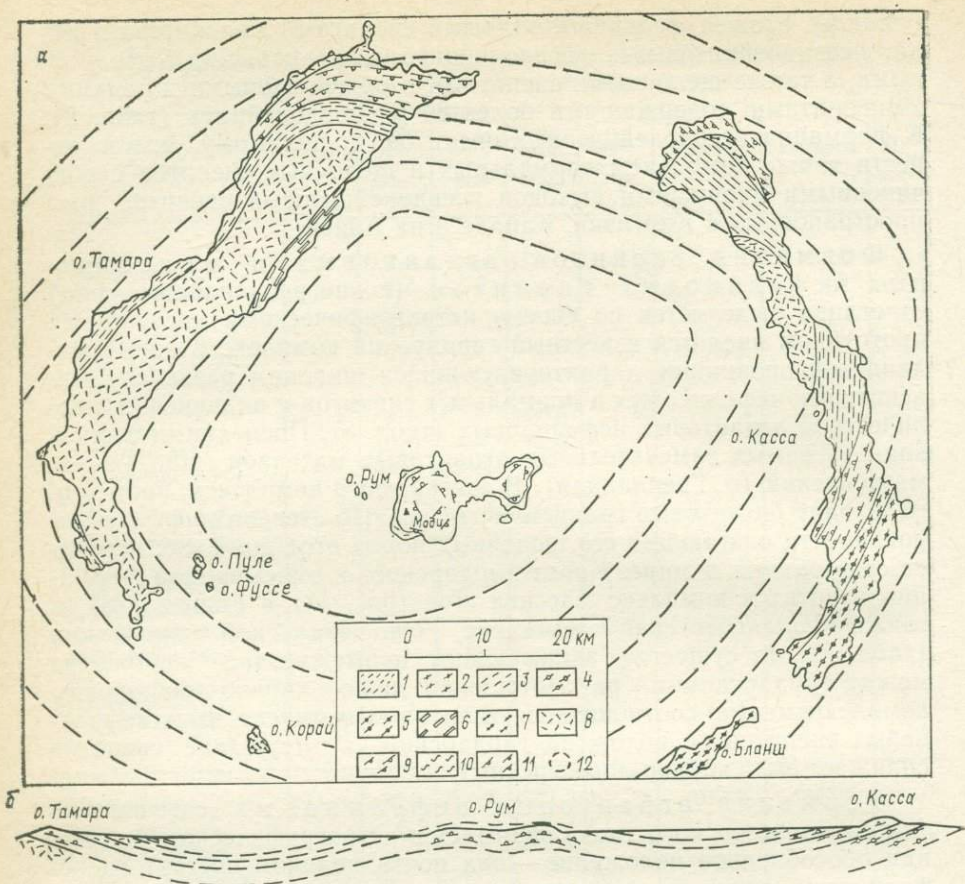


Рис. 11. Геологическая карта (а) и разрез (б) массива Лос.

1 — биотит-ортоклазовые роговики; 2—7 — I интрузивная фаза: 2, 4, 5 — нозеановые монзониты, 3 — нозеановые монзонит-порфиры и нозеановые порфировидные сиениты, 6 — нозеановые сиенит-порфиры, 7 — нефелин-нозеановые сиениты; II интрузивная фаза: 8 — авгит- и баркевикит-нозеановые сиениты; 9—11 — III интрузивная фаза: 9 — ловенитовые и велеритовые фойяиты, 10 — ловенитовый лувярит, 11 — содалитовые фойяиты; 12 — контуры кольцевого строения.

Формация эгирин-арфведсонитовых и колумбитоносных биотитовых гранитов (типа Северной Нигерии). В ряде щелочных комплексов наряду со щелочными гранитами широко распространены их нормальные разновидности. Прототипом этой формации является уникальный вулканоплутонический комплекс массивов центрального типа Северной Нигерии. Похожие комплексы кольцевых массивов известны в Камеруне и в Намибии (дамаралендский комплекс). На Американском континенте к магматическому комплексу Северной Нигерии близки комплексы Уайт-Маунтин и Кейп-Энн (табл. 9) в Новой Англии, а на Азиатском — дашибалбарский комплекс в Монголии.

Таблица 9  
Площадь (км<sup>2</sup>), занимаемая породами формаций группы щелочных гранитов  
в различных провинциях

Порода	Кейвская	Нигерская	Северной Нигерии	Камерун- ская	Уайт-Маунтин и Кейп-Энн	Намибий- ская	Суммарная площадь	Распро- странен- ность, %
Анортозит, габбродолерит	—	470,0	35,0	27,0	0,3	42,6	574,9	3,2
Биотитовый гранит	325,0	171,0	3716,0	88,0	933,4	292,7	5 526,1	31,0
Сиенит	—	—	—	—	122,6	28,3	150,9	0,9
Кварцевый сиенит	—	653,0	320,0	184,0	140,3	—	1 297,3	7,3
Гастингситовый гранит	325,0	467,0	520,0	98,0	396,0	—	1 806,0	10,1
Эгирин-арфведсонитовый гранит	2600,0	1964,0	839,0	225,0	—	345,0	5 973,0	33,5
Нефелиновый сиенит	—	—	—	—	9,6	10,0	19,6	0,1
Другие породы	—	392,0	1245,0	66,0	34,4	148,6	1 886,0	13,9
Общая площадь, занимаемая формацией	3250,0	4117,0	6675,0	688,0	1635,6	1467,2	17 832,8	100,0
Число массивов	14		60	40	13	7	134	

Анализ среднего петрографического состава щелочногранитных формаций, рассчитанного по данным для шести крупнейших магматических комплексов, показывает, что наиболее распространенными щелочными породами являются эгирин-арфведсонитовые граниты (33,5 %). Кроме того, важную роль в составе этой группы формаций играют нормальные биотитовые граниты, нередко содержащие колумбит. С гранитами тесно связаны гранодиориты и кварцевые сиениты. Отмечаются габбро, а также анортозиты (провинция Северная Нигерия). В целом выполненный нами подсчет количественно-породных составов щелочных комплексов и формаций позволяет сделать следующие выводы.

1. Все щелочные интрузивные комплексы континентов можно разделить на 11 формаций, которые объединяются в три группы: щелочных ультрамафитов и габброидов, нефелиновых и щелочных сиенитов, щелочных гранитов. Первая и вторая группы в свою очередь делятся на две подгруппы: калиевую и натриевую.

2. Группы щелочных ультрамафитов и габброидов, с одной стороны, и нефелиновых и щелочных сиенитов — с другой, в петрографическом и количественно-породном отношении занимают достаточно обособленное положение. Примерно такие же взаимоотношения наблюдаются и между группами щелочных гранитов и нефелиновых и щелочных сиенитов и щелочных гранитов и щелочных ультрамафитов и габброидов. Другими словами, между *тремя группами* щелочных интрузивных формаций существует *естественный разрыв*, т. е. они достаточно автономны.

3. Для всех трех групп формаций характерна значительная *гетерогенность* количественно-породного состава объединяемых ими щелочных формаций, которые в целом можно представить как *эволюционные ряды* с нарастающим числом щелочных членов. Внутренние взаимоотношения отдельных щелочных комплексов внутри формации весьма похожи на взаимоотношения щелочных формаций внутри группы, т. е. характеризуются *гетерогенностью* количественно-породных составов и *эволюционностью* взаимных переходов.

4. В связи с тем что в каждой щелочной интрузивной формации имеется крупный комплекс, концентрирующий в себе все общие признаки, присущие данной формации в целом, нами для всех щелочных интрузивных формаций намечены эталонные типы, преимущественно из числа классических отечественных и зарубежных щелочных интрузивных комплексов.

5. Основные отличия нашей классификации от ранее предложенных состоят, во-первых, в объединении этих, нередко существенно различных, классификаций в более или менее однородную и единую классификацию щелочных интрузивных формаций, во-вторых, во введении в нее в группе нефелиновых и щелочных сиенитов трех новых формаций: миаскитовых нефелиновых сиенитов — сиенитов типа Осло, сиенитов — миаскитовых сиенитов ильмено-вишневогорского типа и сиенитов — агпантовых и миаскитовых нефелиновых сиенитов южногренландского типа. В-третьих,

формационному анализу щелочных гранитов уделялось явно недостаточное внимание. Об этом свидетельствует отсутствие указанных ассоциаций в классификациях щелочных формаций. Учитывая это обстоятельство, мы предлагаем ввести в классификацию формации эгирин-арфведсонитовых гранитов кейвского типа и эгирин-арфведсонитовых и колумбитоносных биотитовых гранитов типа Северной Нигерии.

6. Методика выделения щелочных интрузивных комплексов на основе количественно-породного состава удобна для практики геологического картирования, поскольку позволяет легко отделять одни комплексы от других и относить их к той или иной формации. Пользование такой детализированной классификацией в принципе повышает точность металлогенического прогноза, поскольку позволяет подобрать эталон, более близкий к составу прогнозируемого комплекса.

#### 4. Классификация щелочных интрузивных формаций океанов

В океанических областях щелочные интрузивные породы встречаются исключительно редко. Если на континентах число изученных щелочных массивов лишь для территории СССР приближается к 500, то для всей акватории Мирового океана это число ограничивается, по-видимому, первыми единицами. В океанах интрузивные массивы представлены кольцевыми массивами, чаще простыми субвулканическими телами небольшого размера — штоками, силлами, дайками или ксенолитами в вулканических породах. В настоящее время по океаническим областям накопилось определенное количество данных, заслуживающих рассмотрения на формационной основе. В табл. 10 приведена классификация щелочных интрузивных формаций океанов, составленная нами впервые. Для каждой формации намечен эталонный комплекс, обычно представленный всего лишь одним интрузивным массивом.

Формация щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами. Интрузивные породы рассматриваемой

Таблица 10  
Классификация щелочных интрузивных формаций океанов

Группа формаций	Формация	Примеры комплексов на островах
Щелочных ультрамафитов и габброидов	Щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами	Брава (о-ва Зеленого Мыса)
	Нефелиновых сиенитов — щелочных габброидов	Таити
Нефелиновых и щелочных сиенитов	Нефелиновых сиенитов	Кергелен

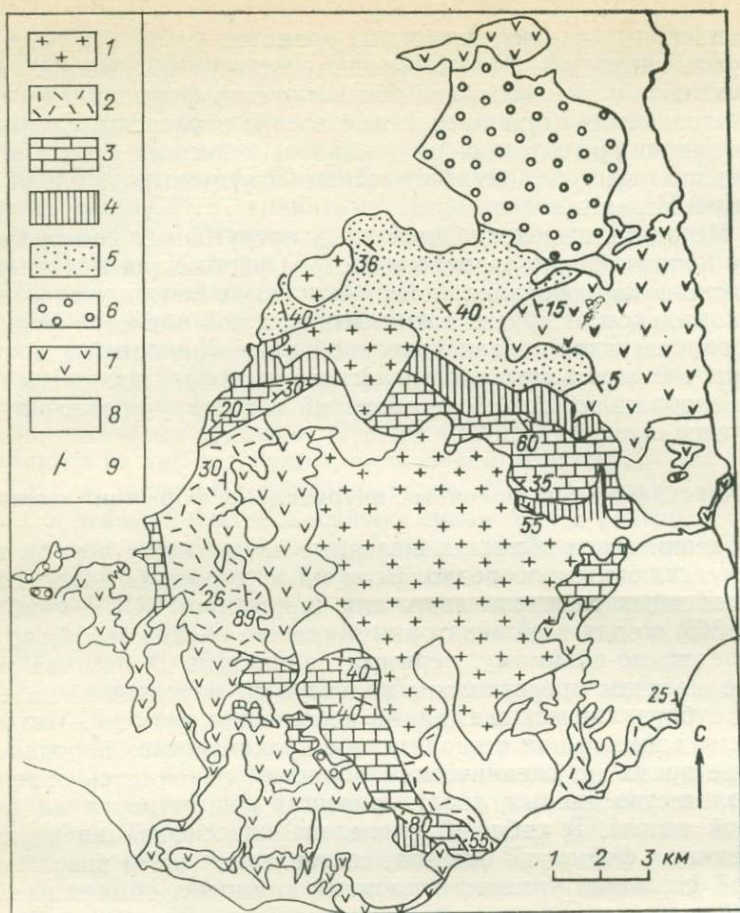


Рис. 12. Геологическая карта южной части о. Маю (о-ва Зеленого Мыса). По А. Робертсону [96].

1 — интрузивный массив сиенитов, нефелиновых сиенитов, эссекситов и пироксенитов с карбонатитами; 2 — верхнеюрские — нижнемеловые пиллоу-лавы; 3 — верхнеюрские — нижнемеловые известняки; 4 — верхнемеловые аргиллиты и алеволиты; 5 — нижнетретичные лавы и конгломераты основного состава; 6 — миоценовые анкармитовые лавы и брекчии; 7 — неогеновые анкармитовые лавы и брекчии; 8 — четвертичные отложения; 9 — элементы залегания.

формации известны на о-вах Зеленого Мыса, Канарских, Коморских и др. Наиболее крупные и типичные массивы формации щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами находятся на о-вах Зеленого Мыса. На о. Брва Ф. Мачадо, Л. Азередо, И. Монжардино [1967 г.] описан кольцевой массив диаметром 20—25 км. Его ядро сложено карбонатитами (3,7 млн. лет), а периферия (от центра к краю) — лувэритами, шонкинитами, ийолитами и якупирангитами. Второй (менее крупный) массив этой же формации известен на о. Маю (рис. 12). Щелочной массив диаметром 16 км представлен главным образом пироксенитами и эссекситами, а

также фельдшпатоидными сиенитами, монцонитами и карбонатами [96]. По данным С. Стиллмана [1982 г.], массив сформировался в три интрузивные фазы: пироксенитов и эссекитов (ранняя), фельдшпатоидных сиенитов, монцонитов, эссекитов (средняя) и карбонатитов (поздняя). Возраст щелочного массива о. Маю более древний, чем возраст массива о. Брава (щелочные породы прорывают нижнемеловые известняки и перекрываются нижнепалеогеновыми конгломератами). На о. Фуэртевентура из группы Канарских островов М. Муносом [1969—1970 гг.] выявлен ийолит-сиенит-карбонатитовый массив палеогенового возраста (возраст севитов 36,8 млн. лет). По описаниям К. М. Эмерика и Р. Дункана [1982 г.], на о. Мохели из группы Коморских островов в тесной ассоциации с нефелинитами отмечаются ийолиты. На о-вах Фернанду-ди-Норонья и Триндади, где широко развиты нефелиниты, описаны ксенолиты якупирангитов, мельтейгитов и сиенитов, по видимому свидетельствующие о наличии на глубине интрузивных пород типа якупирангского комплекса Бразилии [77].

Формация нефелиновых сиенитов — щелочных габброидов. Интрузивные породы этой формации пока известны только на о. Таити [Г. Вильямс, 1933 г.]. Щелочные и субщелочные интрузивные породы (тералиты, эссекситы, монцониты, сиениты и нефелиновые сиениты), обнаруживающие большое сходство с формацией нефелиновых сиенитов — щелочных габброидов Монтеририанской провинции, слагают на о. Таити ядра молодых вулканов.

Формация нефелиновых сиенитов — сиенитов. Представлена интрузивными массивами о. Кергелен, о-вов Фуэртевентура и Гомера из архипелага Канарских островов, а также на о. Реюньон. Крупнейший из всех на океанических островах интрузивный массив о-вов Кергелен (рис. 13) имеет площадь около 1200 км<sup>2</sup> [69]. По данным Ж. Нуже [1972 г.], массив состоит главным образом из сиенитов (80 % площади массива), включая щелочные и нефелиновые сиениты, гранитов (около 20 % площади массива), а также габбро. А. Жире [1981 г.] установил, что массив сформировался в три интрузивные фазы: габбро (39—38 млн. лет), габбро и нефелиновые сиениты (17—12 млн. лет), граниты, сиениты, нордмаркиты (9—5 млн. лет). Горные породы Кергеленского массива во многом сходны со щелочными породами района Осло. На о. Фуэртевентура (Канарские острова), по данным Ж. Баррера [1981 г.], располагается небольшой кольцевой массив Пахара миоценового (?) возраста, сложенный лардалитами, щелочными сиенитами и нордмаркитами, также похожими на щелочные породы района Осло. На о. Гомера этого архипелага известны сиениты миоценового возраста [Сандреро А., 1971 г.]. Наконец, на о. Реюньон ядро вулкана Питон-де-Неж сложено интрузивными щелочными сиенитами [Аптон Б., Водсворс В., 1972 г.].

О формации агпаитовых нефелиновых сиенитов. Интрузивные массивы агпаитовых нефелиновых сиенитов на океанических островах не известны, но ксенолиты этих пород были

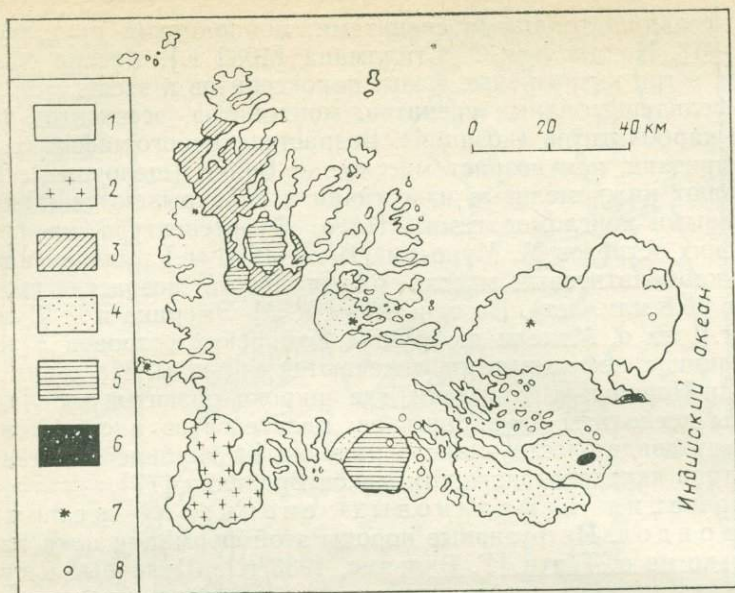


Рис. 13. Схематическая геологическая карта о-вов Кергелен. По Ж. Нужье [69].  
 1 — щелочные базальты; 2 — интрузия сиенитов; 3 — щелочные трахиты; 4 — трахифонолиты и фонолиты; 5 — плиоценовые стратовулканы; 6 — продукты плиоценового вулканизма — лимбургиты и базаниты; 7 — интрузивные тела нефелиновых сиенитов, диоритов и габбро; 8 — конусы четвертичных вулканов.

описаны А. Фергюсоном [1978 г.] из плиоцен-плейстоценовых фонолитов трахит-фонолитового комплекса Лас-Каньядас на о. Тенерифе. Цветные минералы в ксенолитах представлены эгирином и арфведсонитом, а акцессории — эвкалитом, перовскитом, рамзаитом, ловенитом, сфеном, пиррофанитом и магнетитом. А. Фергюсон отмечает, что ксенолиты похожи на породы Ловозерского массива. Их присутствие может свидетельствовать о наличии глубинного массива нефелиновых сиенитов, подобного массиву Лос, или о наличии агпайтовых нефелиновых сиенитов в составе массива щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами, подобного массиву на о. Брава. Другими словами, ксенолиты агпайтовых нефелиновых сиенитов о. Тенерифе свидетельствуют о принципиальной возможности обнаружения на океанических островах массивов агпайтовых нефелиновых сиенитов.

О формации щелочных гранитов. Интрузивные массивы, сложенные целиком или частично щелочными гранитами, на океанических островах не известны, но блоки-ксенолиты этих пород описаны С. Харрисом [1983 г.] в составе трахитовой брекчии с о. Вознесения. Трахитовая брекчия входит в состав щелочнориолит-щелочнотрахит-щелочнобазальтового комплекса (1,5—0,0 млн. лет), в котором пантеллериты и комендитовые обсидианы связаны постепенными переходами со щелочными трахитами. Ксенолиты щелочных гранитов состоят из ортоклаз-пертита (59%), кварца

(30 %), эгирина, арфведсонита (10 %), эвдиалита и далиита, минералогически и химически сходны с комагматичными пантеллеритами. Находки ксенолитов щелочных гранитов на о. Вознесения указывают на возможность обнаружения интрузивных форм залегания щелочных гранитов на океанических островах.

## 5. Сравнение щелочных формаций континентов и океанов

Сравнительная характеристика важнейших типов щелочных эффузивных формаций континентов и океанов (табл. 11) показывает, что между ними наряду со сходством имеются очень важные различия.

Круг щелочных эффузивных формаций океанов по сравнению с кругом формаций континентов уже. В океанах отсутствуют лейцититовая, лейцит-тефритовая и лейцит-фонолитовая формации калиевого ряда, хотя изредка и здесь отмечаются лейцититовые породы. В составе группы щелочных базальтов океанов нами выделены лейцит-фонолит-щелочнобазальтовая (типа о-вов Уа Пу, Маркизских) и фонолит-лейцит-базальтовая подформации (типа о-вов Тристан-да-Кунья). В океанах отсутствуют щелочнориолитовая формация, аналогичная пантеллерит-комендитовой формации континентов, и эффузивные карбонатиты.

Таблица 11

### Щелочные эффузивные формации континентов и океанов

Группа формаций	Континентальные	Океанические
Щелочных ультрамафитов и базальтоидов	Нефелинитовая с карбонатами	Фонолит-базанит-нефелинитовая
	Лейцититовая	—
	Лейцит-тефритовая	—
Щелочных базальтов	Щелочнобазальтовая	Щелочнобазальтовая
	Щелочнотрахит-щелочнобазальтовая	Щелочнотрахит-щелочнобазальтовая
	Щелочнориолит-щелочнобазальтовая	Щелочнориолит-щелочнобазальтовая
	Фонолит-щелочнобазальтовая	Фонолит-щелочнобазальтовая
Фонолитов и щелочных трахитов	Фонолитовая	Трахит-фонолитовая
	Лейцит-фонолитовая	—
Щелочных риолитов	Пантеллерит-комендитовая	—

Таблица 12

## Щелочные интрузивные формации континентов и океанов

Группа формаций	Континентальные	Океанические
Щелочных ультрамафитов и габброидов	Щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами	Щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами
	Миаскитовых нефелиновых сиенитов — габбро	Нефелиновых сиенитов — щелочных габброидов
Нефелиновых и щелочных сиенитов	Псевдолейцитовых сиенитов — шонкинитов	—
	Миаскитовых нефелиновых сиенитов — сиенитов	Нефелиновых сиенитов — сиенитов
	Миаскитовых нефелиновых сиенитов — сиенитов с карбонатитами	—
	Сиенитов — миаскитовых нефелиновых сиенитов	—
	Псевдолейцитовых сиенитов	—
	Сиенитов — агпайтовых и миаскитовых нефелиновых сиенитов	—
	Агпайтовых нефелиновых сиенитов	—
Щелочных гранитов	Эгирин-арфведсонитовых гранитов	—
	Эгирин-арфведсонитовых и колумбитовых биотитовых гранитов	—

Анализ щелочных интрузивных формаций континентов и океанов (табл. 12) приводит к следующим выводам.

По сравнению с континентами число щелочных интрузивных формаций в океанах ограничивается тремя формациями: щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами, нефелиновых сиенитов — щелочных габброидов и щелочных и нефелиновых сиенитов. В океанических областях отсутствуют формации калиевого ряда — псевдолейцитовых сиенитов — шонкинитов и псевдолейцитовых сиенитов, а также формации щелочных гранитов и агпайтовых нефелиновых сиенитов. Карбонатиты о-вов Зеленого Мыса и Канарских представляют собой одну из первых находок этих пород на океанических островах. Узкий круг щелочных интрузивных формаций находится в соответствии с небольшим числом их эффузивных эквивалентов, что лишнее свидетельствует об их комагматичности.

## Распределение щелочных комплексов во времени и пространстве

Этот вопрос рассматривался в ряде работ при выявлении активных периодов щелочного магматизма в истории Земли главным образом на основе подсчета числа щелочных массивов, приходящихся на тот или иной отрезок геологического времени. Весьма информативный показатель щелочной магматической активности Земли — это число щелочных интрузивных комплексов, образовавшихся в определенный интервал геологического времени.

Наиболее актуальной на современном этапе представляется оценка щелочной магматической активности того или иного петрографического периода не только с качественной, но и с количественной стороны. Эту задачу можно решить путем подсчета площадей и объемов интрузивных горных пород во всей совокупности щелочных массивов, которые являются благодарным объектом для этих целей, поскольку по многим из них составлены крупномасштабные петрографические карты, нередко с применением буровых и геофизических методов при определении границ между разными типами горных пород. По ряду щелочных провинций подсчеты площадей выходов щелочных пород сделаны самими исследователями этих провинций, по другим эта работа выполнена нами [29, 30]. В ее основу положены фактические данные по важнейшим щелочным комплексам, объединяющим 459 интрузивных массивов в 58 щелочных провинциях Европы, Азии, Африки, Северной и Южной Америки. Для выработки рациональной номенклатуры щелочных пород и решения генетических и других проблем значительный интерес представляет также определение роли числа различных типов и разновидностей щелочных пород — своеобразный «табель о рангах» горных пород внутри этой группы в целом. Важно также знать распространенность щелочных пород среди других групп магматических пород.

### 1. Распределение континентальных щелочных комплексов во времени

Одними из самых древних в группе щелочноультраосновных и щелочноосновных пород, по-видимому, являются горные породы массива Сиилинъярви (2500 млн. лет) в Финляндии, а в нашей стране — ийолиты и мельтейгиты массива Гремяха-Вурмес (1960—1870 млн. лет) [37]. В криптозойской (докембрийской) истории Земли намечается несколько петрографических периодов щелочноультраосновного и щелочноабброидного магматизма. В фанерозое выделяются три основных периода. Пермо-триасовый возраст имеют породы гулинского комплекса, меловой — породы якупирангского комплекса (рис. 14), миоценовый — восточноугандийского (12 000 км<sup>3</sup> нефелинитов) и западнокенийского (около 500 км<sup>3</sup> нефелинитов) комплексов. Если все выделенные площади щелочноультраосновных пород (около 950 км<sup>3</sup>) продолжить вглубь на

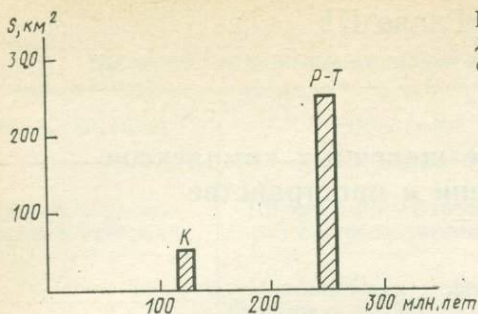


Рис. 14. Распределение площадей выходов  $S$  щелочноультраосновных и щелочных основных пород во времени.

10 км, то их общий объем будет несколько меньше объема восточноафриканских нефелинитов, из чего следует, что щелочноультраосновной магматизм миоцена, по-видимому, был самым мощным в истории Земли.

Самыми древними породами из группы щелочных и нефелиновых сиенитов, возможно, являются нефелиновые сиениты массива Гасси эль Фогра из Мавритании (2000 млн. лет), сиениты массива оз. Пуба провинции Онтарио в Канаде (2680 млн. лет), а в нашей стране — породы Октябрьского массива (1970—1600 млн. лет) на Украине [37]. По данным К. Белла [1982 г.], к наиболее древним щелочным породам в настоящее время, по-видимому, можно отнести лейцитовые трахиты зеленокаменных поясов, в том числе из провинции Онтарио в Канаде (2705 млн. лет). К числу наиболее древних агпаитовых нефелиновых сиенитов, скорее всего, принадлежат породы массива Норра-Керр в Швеции (1580 млн. лет) [37].

На гистограмме распределения площадей выходов щелочные и нефелиновые сиениты образуют четыре пика (рис. 15): среднерифейский, девонский, пермский, мел-палеогеновый и миоценовый. Среднерифейский пик определяется массивами гардарского, трансваальского и колдуэлского комплексов, показывающих, что щелочной магматизм достаточно крупного масштаба имел место в докембрийское время. Девонский пик связан с массивами сыннерского комплекса. Наиболее крупным является пермский пик, к которому тяготеют основные комплексы: района Осло, хибино-ловозерский и ильмено-вишневогорский. Мел-палеогеновый пик образован значительными площадями выходов различных комплексов, в том числе таких крупных, как посос-де-кальдасский и кангердлугссуакский. Самым крупным в мире среди фонолитовых является кенийский комплекс платофонолитов миоценового возраста с объемом лав 40—50 тыс. км<sup>3</sup>. Общий объем нефелиновых сиенитов (принимаемая площадь выходов около 4800 км<sup>2</sup> и глубина распространения 10 км) примерно соответствует объему одних только кенийских фонолитов, из чего следует, что нефелиносиенитовый магматизм миоцена, очевидно, также был самым мощным в истории Земли.

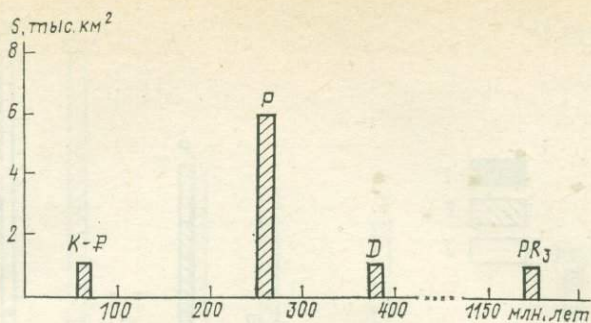


Рис. 15. Распределение площадей выходов  $S$  щелочных и нефелиновых сиенитов во времени.

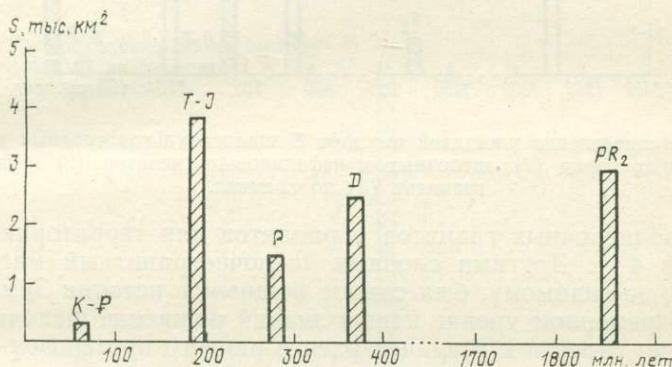


Рис. 16. Распределение площадей выходов  $S$  щелочных гранитов во времени.

Одними из самых древних щелочных гранитов являются, по видимому, батолиты Западной Африки Бадон-Какадиан и Сарайя в Сенегале (2190—2017 млн. лет), а в нашей стране — щелочные граниты кейвского комплекса (1930—1830 млн. лет). На гистограмме (рис. 16) наблюдаются пять пиков щелочных гранитов, а также один пик щелочных риолитов. В раннем протерозое возникли щелочные граниты кейвского комплекса. Далее намечается девонский пик, хотя следует отметить, что вопрос о возрасте образующих его нигерских (аирских) щелочных гранитов окончательно еще не решен. Пермский пик соответствует хан-богдинскому и кейп-эннскому комплексам, а самый крупный триас-юрский — северонигерийскому, дамаралендскому (Намибия) и дашибалбарскому (Монголия) комплексам. Мел-палеогеновый пик отвечает камерунскому комплексу [37]. Плиоцен-плейстоценовые щелочные риолиты Эфиопии и соседних стран имеют объем около 75 тыс. км<sup>3</sup>. Общий объем щелочных гранитов (9800 км<sup>2</sup> × 10 км) немногим превышает объем эфиопских щелочных риолитов, не говоря о щелочных риолитах других провинций. Напомним, что соотношение

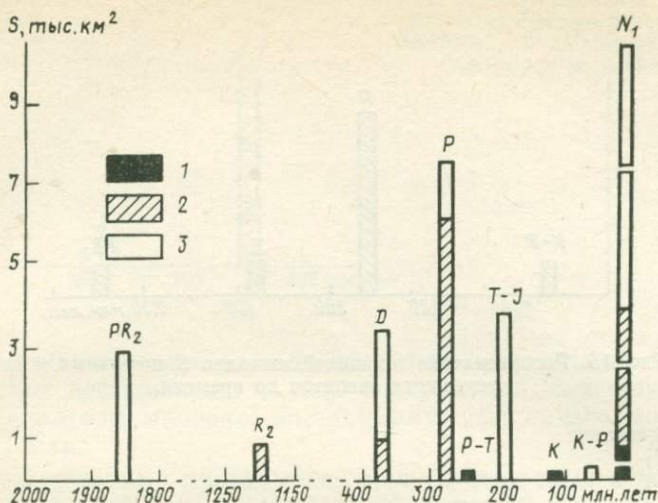


Рис. 17. Распределение площадей выходов  $S$  щелочноультраосновных и щелочных основных пород (1), щелочных и нефелиновых сиенитов (2) и щелочных гранитов (3) во времени.

известково-щелочных гранитов и риолитов для территории СССР равняется 4:1. Другими словами, щелочногранитный магматизм кайнозоя, по-видимому, был самым мощным в истории Земли.

На современном уровне наших знаний рождение щелочных пород следует отнести к границе архея и раннего протерозоя — к кеонранской эпохе тектоно-магматической активности ( $2500 \pm \pm 100$  млн. лет), положившей «начало формированию достаточно крупных глыб континентальной коры — платформ» [63].

Щелочной магматизм крупного масштаба в истории литосферы открывается щелочными гранитами кейвского комплекса с возрастом 1,9 млрд. лет (ранний протерозой). За щелочными гранитами следуют нефелиновые, в том числе агпайтовые, сиениты гардарского, трансваальского и колдуэлского комплексов с возрастом 1,3—1,1 млрд. лет (средний рифей). За нефелиновыми сиенитами следуют щелочноультраосновные породы с карбонатитами томторского комплекса (венд — кембрий). По химизму все перечисленные комплексы принадлежат к формациям натриевого ряда. Щелочный магматизм крупного масштаба с существенно калиевой специализацией проявился лишь в девоне в виде щелочных и псевдолейцитовых сиенитов сыннырского комплекса.

Для всей группы щелочных формаций в докембрийской истории Земли намечаются два крупных позднепротерозойских периода щелочного магматизма (рис. 17). В фанерозое на современном эрозионном срезе наибольшие площади выходов щелочных интрузивных пород приходится на пермский период. Наличие такого максимума лучше всего объясняется исключительной продуктивностью этого периода в истории щелочного магматизма. О щелочных эф-

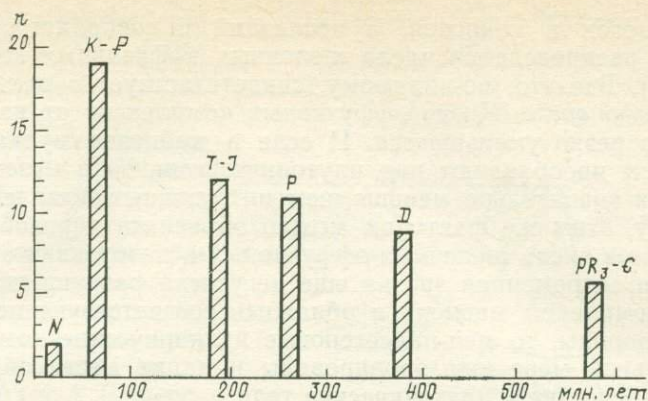


Рис. 18. Распределение числа щелочных интрузивных комплексов  $n$  во времени.

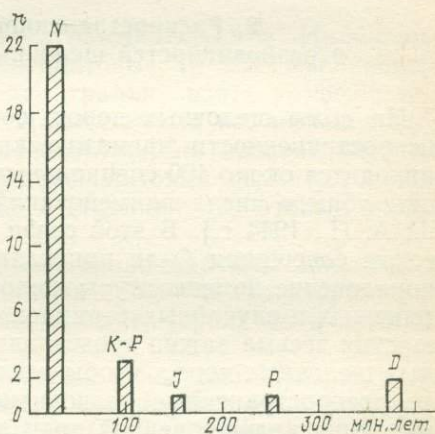


Рис. 19. Распределение числа щелочных эффузивных комплексов  $n$  во времени.

эффузивных породах докембрия материалов мало, эти породы являются хорошим объектом предстоящих исследований. Подавляющее их большинство испытало метаморфические изменения и превратилось в щелочные и нефелиновые гнейсы и другие метаморфические породы. В фанерозойской истории Земли щелочные эффузивные комплексы четко обособляются в четыре возрастные группы (от древних к молодым): девонскую, пермскую, триас-юрскую, мел-палеогеновую и неогеновую. Большинство щелочных вулканических комплексов имеют мел-кайнозойский возраст. И хотя неправ был Х. Йенсен, полагавший, что все щелочные породы возникли почти только в третичный период, тем не менее в отношении эффузивных пород в его заключении имелась большая доля истины.

Обращает на себя внимание, что главный «пик» площадей выходов щелочных пород, приходящийся на границу палеозоя и мезозоя, не совпадает с главным «пиком» распределения числа щелочных интрузивных комплексов (рис. 18), приуроченным к гра-

нице мезозоя и кайнозоя, а последний не совпадает с главным «пиком» распределения числа щелочных эффузивных комплексов (рис. 19). Все это, по-видимому, свидетельствует о важной роли *эрозионного среза*. Число эффузивных комплексов от кайнозоя к палеозою резко уменьшается. И если в кайнозое вулканические комплексы преобладают над плутоническими, то в мезозое и палеозое их значительно меньше, чем интрузивных комплексов. По-видимому, этим же фактором можно объяснить и разобщенность максимумов числа щелочных эффузивных и интрузивных комплексов. Если современная эрозия еще не успела разрушить вулканические комплексы миоцена и обнажить соответствующие им глибинные породы, то мел-палеогеновые вулканические комплексы в значительной мере уже эродированы и на их месте обнажились субвулканические и плутонические тела.

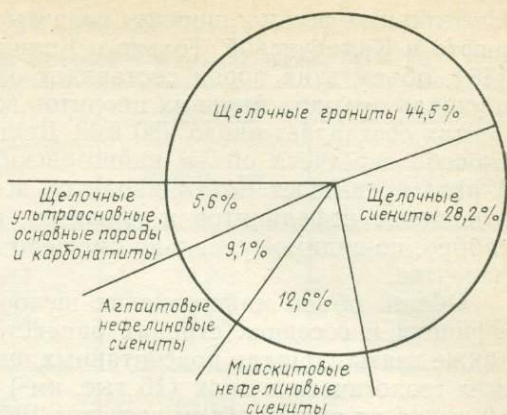
## 2. Распространенность главных типов и разновидностей щелочных пород на континентах

На долю щелочных пород, составляющих около 0,2 % общей распространенности магматических пород на континентах [30], приходится около 400 специальных наименований, т. е. около половины общего числа наименований магматических пород [Заварицкий А. Н., 1944 г.]. В этой связи на 4-м Всесоюзном петрографическом совещании были признаны целесообразными дальнейшее упорядочение номенклатуры щелочных пород и исключение второстепенных и случайных терминов. В процессе упорядочения и исключения весьма важно представлять количественную роль тех или иных щелочных пород, чтобы исключить менее и не исключить более распространенные разновидности. Предварительная попытка выявления количественной роли некоторых главных типов щелочных пород, основанная на подсчете числа массивов, была принята О. А. Воробьевой [1960 г.]. Наши данные позволяют установить такие взаимоотношения как для всех главных, так и для многих второстепенных разновидностей [35]. Общий анализ полученных цифр позволяет сделать следующие выводы.

1. К наиболее распространенным главнейшим разновидностям щелочных пород (рис. 20) относятся щелочные граниты (44,5 %), щелочные сиениты (28,2 %) и нефелиновые сиениты (21,7 %). Относительно слабо распространены щелочноультраосновные породы и щелочные габброиды (5,6 %).

2. Важнейшими разновидностями щелочных гранитов являются эгирин-арфведсонитовые граниты. Среди щелочных сиенитов к наиболее существенным разновидностям относятся нордмаркиты, ларвикиты и пуласкиты. Наиболее широко распространены такие разновидности миаскитовых нефелиновых сиенитов, как фойниты, а также лардалиты и миаскиты. Относительно значима роль псевдолейцитовых сиенитов. Содалитовые, нозеановые и гаюиновые сиениты не вошли в подсчет из-за незначительной распространенно-

Рис. 20. Распространенность щелочных интрузивных пород.



сти. Среди агпайтовых нефелиновых сиенитов выделяются хибинит, луврит и рисчоррит.

Если в качестве границы раздела миаскитовых и агпайтовых нефелиновых сиенитов принять коэффициент агпайтности 1,0 (по А. Е. Ферману), то на долю миаскитовых нефелиновых сиенитов приходится 13, а на долю агпайтовых — 9 %. Иное соотношение миаскитовых (19 %) и агпайтовых (3 %) нефелиновых сиенитов имеет место, если за эту границу взять коэффициент агпайтности 1,2 (по Н. Уссингу). Наконец, если все нефелиновые сиениты разделить [Семенов Е. И., 1967 г.] на низкоагпайтовые (коэффициент агпайтности 1), среднеагпайтовые (1,0—1,2) и высокоагпайтовые (1,2), то первые составляют 13, вторые — 6, а третьи — 3 %.

Из щелочных габброидов количественно значимы ийолиты и малиньиты. Десятыми и сотыми долями процента характеризуется распространенность эссекситов, шонкинитов, тералитов и мелилитовых пород.

3. Среди главнейших разновидностей известково-щелочных пород, ассоциирующих со щелочными, в составе щелочных комплексов преобладают биотитовые граниты (38 %) и нормальные сиениты (27 %), в меньшей мере — габбро (6 %), ультраосновные (5 %) и др. (24 %).

Сведения о распространенности щелочных эффузивных пород на континентах весьма ограниченные [Дэли Р., 1936 г.; Соловьев С. П., 1952 г.]. Тем не менее и здесь оценка количественной роли щелочных эффузивных пород возможна. Крупнейшей в мире областью развития этих пород является Восточно-Африканская провинция. Объем самого большого в мире комплекса фонолитов в Кении составляет 40—50 тыс. км<sup>3</sup> [74]. Значительная площадь выходов фонолитов наблюдается в западноантарктическом, пососеде-кальдаском, пилансбергском, ахагарском и других комплексах.

Если взять мировые площади выходов массивов нефелиновых сиенитов всех геологических эпох [30] и продолжить их вглубь на 10 км, то при площади около 480 км<sup>2</sup> их общий объем, как отмечалось, составит 48 тыс. км<sup>3</sup>, что примерно соответствует объему одних только кенийских кайнозойских фонолитов. А ведь при этом не учтен объем фонолитов из других щелочных провинций.

Нефелиниты весьма широко развиты в провинциях Восточного рифта и Камерунской. Только в Кении, по данным Н. А. Логачева [46], объем этих пород составляет около 12 тыс. км<sup>3</sup>, тогда как площадь выходов мировых ийолитов всех возрастов на всех континентах составляет около 280 км<sup>2</sup>. Другими словами, при принятом способе пересчета объем кайнозойских нефелинитов более чем в 4 раза превышает объем ийолитов всех геологических эпох, т. е. отношение нефелинитов и ийолитов, как отношение базальтов и габбро, по-видимому, сильно смещено в сторону эффузивных эквивалентов.

Общий объем кайнозойских щелочных риолитов и трахитов в Эфиопии и соседних странах равняется 7,5 тыс. км<sup>3</sup> [71]. Если также взять площади подсчитанных щелочных гранитов и сиенитов всех геологических эпох (16 тыс. км<sup>2</sup>) и продолжить их вглубь на 10 км, то их общий объем составит 160 тыс. км<sup>3</sup>, что лишь в 2 раза больше объема одних лишь эфиопских щелочных риолитов и трахитов, не говоря уже о щелочных риолитах и трахитах во многих других континентальных провинциях.

Итак, как показывают ориентировочные подсчеты, самые важные разновидности щелочных эффузивных пород: фонолиты, нефелиниты, щелочные риолиты и трахиты — по своей распространенности на континентах никак не уступают своим интрузивным эквивалентам. А поскольку распространенность щелочных интрузивных пород в целом на континентах составляет 0,1 % [30], то можно предполагать, что и распространенность щелочных эффузивных пород на континентах примерно такая же. Наиболее распространенными разновидностями щелочных эффузивных пород на континентах, по-видимому, являются щелочные риолиты и трахиты, менее распространенными — фонолиты, еще менее — нефелиниты.

### 3. Распространенность щелочных пород в океанах

До сих пор оценка распространенности щелочных пород проводилась только для континентов и совершенно не затрагивала океанические области, на долю которых приходится большая часть поверхности Земли. В настоящее время в связи с многосторонним вниманием к океанической геологии вообще и к океаническому магматизму в частности весьма интересными представляются изучение распространенности щелочных пород в океанах и, как следствие, сравнение с распространенностью их на континентах. На современном уровне наших знаний строгий учет распространенности щелочных пород в океанах представляет собой трудную задачу, вместе с тем ориентировочная оценка такой распространенности возможна. По данным драгирования морского дна щелочные породы отсутствуют на обширных пространствах Мирового океана, но при этом часто встречаются на океанических островах. Этот факт является основополагающим при оценке распространенности щелочных пород в океанах. Выяснив отношение площадей океанических островов и площадей океанов и зная распространенность

Таблица 13

## Площадь океанических островов в Мировом океане [41]

Океан	Площадь океана, тыс. км <sup>2</sup>	Океанические острова	
		Площадь, км <sup>2</sup>	Отношение островов к площади океанов, %
Атлантический	91 655	18 298	0,02
Индийский	76 175	14 007	0,02
Тихий	178 684	33 756	0,02
Всего	346 514	66 061	0,02

Примечание. В Атлантическом океане подсчитаны площади островов Бермудских, Фернанду-ди-Норонья, Триндади, Мадейра, Канарских, Зеленого Мыса, Гвинейского залива, Азорских, Вознесения, Святой Елены, Тристан-да-Кунья, Гоф, Буве, Ян-Майен; в Индийском океане — Коморских, Маскаренских, Кергелен, Херд; в Тихом океане — Гавайских, Каролинских, Самоа, Кука, Тубуан, Туамоту, Маркизских, Феникс, Токелау, Общества, Пасхи, Маршалловых, Гилберта, Эллис, Ревилья-Хихедо, Галапагосских, Хуан-Фернандес.

щелочных пород на островах, в принципе можно решить поставленную задачу. При этом надо иметь в виду два обстоятельства: 1) для наших целей крупные острова (Мадагаскар и др.) — микроконтиненты — особого интереса пока не представляют; 2) на океанических островах развиты главным образом щелочные эффузивные породы. Отношение площадей океанических островов к площадям океанов приведено в табл. 13.

Обращает на себя внимание, что отношение площадей океанических островов к площадям океанов более или менее постоянно для всех океанов и равняется 0,02 %. Данные о распространенности щелочных пород на океанических островах весьма ограниченные и затрагивают главным образом острова с наибольшим развитием щелочных пород (табл. 14).

На о-вах Исландия, Святой Елены и Гран-Канария щелочные риолиты, трахиты и фонолиты слагают ограниченный объем по-

Таблица 14

## Распространенность щелочных пород на океанических островах [41]

Остров	Горные породы, в том числе щелочные	Распространенность, %
Святой Елены	Трахиты, фонолиты	1
Тристан	Трахиты, щелочные трахиты	3
Кергелен	Трахифонолиты, фонолиты	3
Исландия	Риолиты, щелочные риолиты	10
Пасхи	Щелочные риолиты	0,02
Гран-Канария	Риолиты, трахиты, щелочные риолиты, щелочные трахиты	1—2

отношению к нормальным риолитам и трахитам. На большинстве океанических островов распространенность щелочных пород незначительная, а на некоторых из них эти породы вообще отсутствуют (Амстердам, Крозе). Правда, в Атлантическом океане имеются небольшие вулканические острова, на которых роль щелочных пород — нефелинитов и фонолитов — довольно существенна (например, Фернанду-ди-Норонья, площадь около 18 км<sup>2</sup>, и Триндади, площадь 6 км<sup>2</sup>). В целом на океанических островах на долю щелочных пород приходится максимум первые проценты, а чаще, по-видимому, лишь десятые или даже сотые доли процента (о. Пасхи) от общей площади островов или от объема гигантских вулканических построек, в которых щелочные породы встречаются главным образом на их вершинах. Следовательно, распространенность щелочных пород в океанах составляет максимум несколько десятитысячных, скорее всего, стотысячных или даже миллионных долей процента. Другими словами, распространенность щелочных эффузивных пород в океанах чрезвычайно низка.

#### 4. Распределение океанических щелочных комплексов во времени

Рождение щелочных пород в современных океанах, по-видимому, можно отнести к позднему мезозою или к границе мезозоя и кайнозоя. Самым древним комплексом щелочных пород в океанах является позднемеловой — допалеогеновый комплекс щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами о. Маю (о-ва Зеленого Мыса). В фонолит-базанит-нефелинитовой формации одним из самых ранних, очевидно, является эоценовый фонолит-нефелинитовый комплекс Бермудских островов, в щелочнориолит-щелочнобазальтовой формации — миоценовый комплекс Канарских островов (13,7—13,4 млн. лет). Самыми древними вулканическими комплексами океанов, скорее всего, являются фонолит-трахит-щелочнобазальтовые комплексы о-вов Лайн (127—72 млн. лет) и Таити (156—0 млн. лет). Щелочные комплексы океанов имеют плиоцен-плейстоценовый, иногда миоценовый, очень редко более ранний возраст, т. е. в океанах, как и на континентах, интенсивность щелочного магматизма со временем нарастает.

#### 5. Эволюция щелочного магматизма в истории Земли

Общий анализ распределения щелочных комплексов во времени и в пространстве позволяет прийти к следующим выводам.

1. Рождение щелочных пород на континентах, по-видимому, надо отнести к границе архея и протерозоя. Мощность щелочного магматизма в ходе эволюции континентальной коры явно нарастает от древних геологических эпох к молодым. По объему щелочных пород протерозойская эра (длительностью около 2 млрд. лет) была продуктивней, чем архейская (продолжительностью тоже порядка 2 млрд. лет), поскольку на сегодняшний день мы еще почти не знаем щелочных пород архея. Главная же масса всех щелочных

пород континентов имеет фанерозойский возраст (длительность фанерозоя около 0,6 млрд. лет). Причем и внутри фанерозоя роль щелочного магматизма на континентах увеличивается от палеозоя к более молодым эпохам и достигает апогея в неогене.

2. Совпадение на континентах важнейших периодов образования щелочных пород, выносящих с мантийных глубин значительное количество щелочей и «некогерентных» элементов, с главнейшими орогенными эпохами, на которые приходится максимум тепловой активности геотектонических циклов, с нашей точки зрения, свидетельствует о том, что мантийные флюиды были одновременно ответственны как за глубинный теплоперенос, так и за массоперенос щелочей, «некогерентных», в том числе радиоактивных и, возможно, других элементов.

3. История щелочного магматизма океанов по имеющимся на сегодня данным практически укладывается в мел-кайнозойскую эпоху и имеет небольшую продолжительность (около 0,14 млрд. лет) по сравнению с длительной историей щелочного магматизма континентов.

4. Распространенность щелочных пород в океанах на несколько порядков ниже, чем на континентах: здесь, по существу, не известны петрографические провинции с широким площадным распространением щелочных пород.

## Вертикальная протяженность щелочных интрузивных комплексов на континентах

Вопрос о глубинах залегания и формирования массивов и отдельных интрузивных комплексов щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами неоднократно обсуждался на страницах периодической печати. В настоящее время назрела необходимость общего рассмотрения глубины распространения всей совокупности щелочных интрузивных образований. Интересующая нас проблема еще не получила необходимого освещения в петрологической литературе, хотя сейчас уже накопилось необходимое количество геологических и, что особенно важно, геофизических данных для ее решения. С нашей точки зрения, их систематизацию удобнее всего проводить на формационной основе, четко ограничивающей круг щелочных комплексов.

К числу основных аспектов рассматриваемой проблемы относятся: а) вертикальная протяженность отдельных щелочных массивов и их совокупностей, принадлежащих к определенному комплексу; б) интервал глубин, в котором встречаются все щелочные комплексы определенной интрузивной формации; в) связь между петрографическим составом щелочных массивов и комплексов и глубиной их формирования. Первые два, по существу поставленные еще в классическом споре Г. Клооса с Р. Дэли о вертикальной протяженности гранитных батолитов, имеют непосредственное отношение и к глубине залегания щелочных массивов и комплексов. Оба они имеют большое теоретическое значение в связи с гипотезой мантийного анатексиса меланократовых щелочных пород, высказанной в работах Ю. М. Шейнманна [1968 г.], и гипотезой мантийного происхождения лейкократовых щелочных пород, недавно выдвинутой Д. Райтом [1971 г.].

Не касаясь степени их обоснованности и реалистичности, отметим, что прямое геофизическое зондирование вертикальной протяженности щелочных интрузивных комплексов могло бы существенно помочь определению происхождения (мантийное или коровое) тех или иных групп щелочных пород. При рассмотрении первых двух аспектов коснемся также особенностей внутреннего строения, морфологии и взаимоотношения с вмещающими породами щелочных интрузивных комплексов, образовавшихся на различной глубине. Относительно третьего попытаемся установить, имеется ли зависимость между петрографическим составом щелочных массивов и комплексов и глубиной их формирования. Этот аспект проблемы представляет определенный практический интерес в связи с прогнозированием и оценкой перспектив того или иного типа оруденения на глубину.

Одной из целей настоящей главы является совместное рассмотрение геологических и геофизических данных о глубинах залегания щелочных интрузивных массивов и комплексов. При этом важно отметить, что анализируемые геологические факты в основном характеризуют верхние части интрузивных массивов и комплексов (мощность кровли и глубину эрозионного среза), а геофизические содержат информацию об их глубинных частях. Вместе с тем определение нижней границы залегания магматических тел геофизическими методами представляет собой задачу с неустойчивым решением и в значительной мере зависит от размеров выходов этих тел на поверхность и от «глубинной чувствительности» используемых методов. Для интрузивных тел в настоящее время предложено несколько геологических шкал глубинности. Мы будем придерживаться схемы [26], которая наилучшим образом согласуется с геологическими данными и кон-

кретными признаками глубин формирования щелочных пород. В главе не затрагиваются тектонические и петрологические аспекты рассматриваемой проблемы, а также вопрос о глубинах генерации щелочной магмы. Автор отдает себе отчет в известной условности используемых сведений о глубинах залегания щелочных массивов и комплексов.

## 1. Группа щелочных ультрамафитов и габброидов

Формация щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами в интересующем нас плане изучена лучше, чем другие формации щелочных пород. Еще М. С. Гарсоном [19] на примере Юго-Восточной Африки было показано, что при движении с севера на юг интрузивные комплексы этой формации обнажаются на различных эрозионных уровнях в Уганде, Танзании (поверхностный), Малави, Замбии (приповерхностный), Зимбабве, Трансваале (средних и больших глубин), при этом в общих чертах сохраняют свой состав. Фациальное положение различных комплексов описываемой формации на различных континентах варьирует исключительно широко. Гулинский, восточнугандийский и танзанийский комплексы являются поверхностными или приповерхностными, как правило, ассоциирующими с комагматическими эффузивными породами, карело-кольский и сетте-дабанский (рис. 21) — гипабиссальными, частично мезоабиссальными; палаборский комплекс Трансвааля и шава-доровский комплекс Зимбабве (рис. 22) принадлежат к образованиям средних и больших глубин [19, 85].

Геофизические исследования указывают на большую вертикальную протяженность магматических тел рассматриваемой формации. Так, если по геологическим данным максимальная глубина эрозионного среза массивов карело-кольского комплекса составляет около 3—4 км [18], то по результатам гравиметрических и аэромагнитных наблюдений нижние границы залегания этих массивов устанавливаются на глубинах от 2 до 12 км [Клушин И. Г., 1968 г.]. Их пространственная форма считается цилиндрической. Так как поверхность раздела «гранитного» и «базальтового» слоев в этом регионе находится на глубинах 3—12 км, можно предполагать, что массивы карело-кольского комплекса достигают ее, «протыкая» так называемый гранитный слой насквозь. Особенно важные результаты по глубинному зондированию были получены В. И. Богдановым [1974 г.] при интерпретации гравитационной аномалии Ковдорского массива. Глубина залегания его нижней кромки составляет в среднем 50 км при колебаниях от 20 до 200 км, т. е. весьма вероятно, что этот массив пронизывает всю земную кору и, возможно, верхний слой верхней мантии.

Для крупнейшего Гулинского массива щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами, расположенного в Маймеч-Котуйской провинции, по аэромагнитным и гравиметрическим данным намечается лакколитообразная форма: верхняя часть лакколита диаметром 40—50 км и мощностью около 5 км имеет цилиндрический или штокообразный подводящий канал диаметром около 5 км.

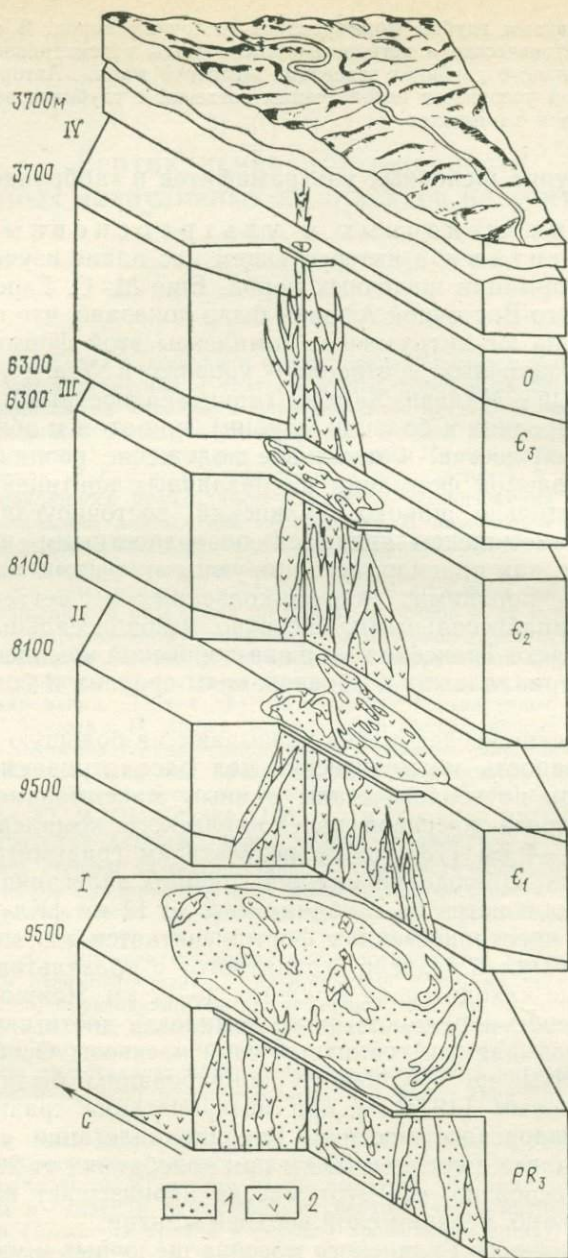


Рис. 21. Вертикальная зональность массивов щелочных и ультраосновных пород и карбонатитов на примере Сетте-Дабана. По Е. М. Эпштейну и др. [11].

1 — карбонатиты; 2 — ультрамафиты, ийолиты, щелочные и нефелиновые сиениты.

I—IV — массивы: I — Озерный, II — Поворотный, III — Гек, IV — Воин.

Рис. 22. Глубинное строение массива щелочных и ультраосновных пород с карбонатами Шава (Зимбабве). По гравиметрическим данным С. Лее и А. Рейда [85].

1 — карбонатит; 2 — серпентинизированный дунит; 3 — ийолит; 4 — гранит.

Глубинное продолжение этого канала намечается в интервале от 25 до 125 км (предполагается, что он достигает верхней мантии [32]). Пироксенит-ийолит-карбонатитовый массив Фен, по гравиметрическим данным Я. Рамберга [94], протягивается на глубину 15 км (рис. 23); на такой же глубине предполагается размещение магматического центра под центральным дайковым комплексом Альнэ (рис. 24) [19, 83].

Интрузивные массивы и комплексы формации нефелиновых сиенитов — габбро образуются в широком диапазоне глубин. Горячегорский комплекс и массив Кайзерштуль принадлежат к приповерхностным и малоглубинным образованиям, монтеригианский и сайженский (3,5—6,5 км) [Андреева Е. Д., 1968 г.; Довгаль В. Н., 1973 г.; Конев А. А., 1962 г.] комплексы — к обра-

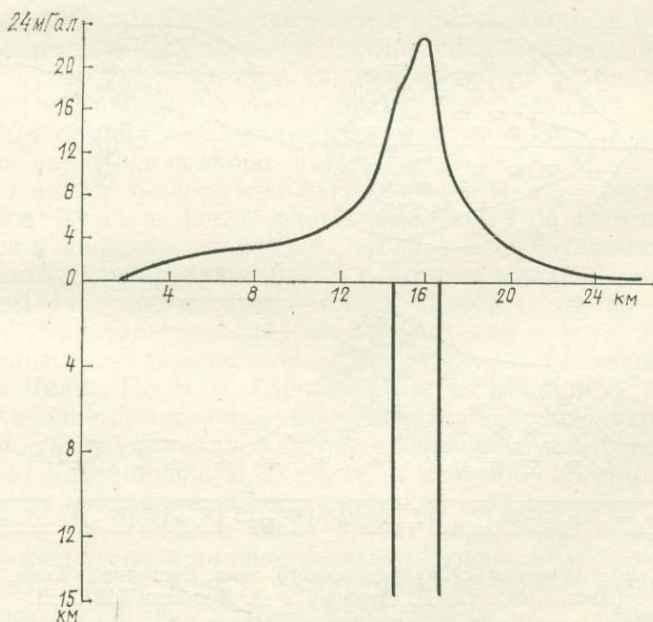
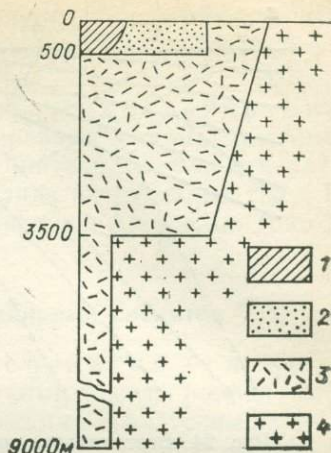


Рис. 23. Цилиндрическая модель массива щелочных и ультраосновных пород с карбонатами Фен (Норвегия). По гравиметрическим данным Я. Рамберга [94].

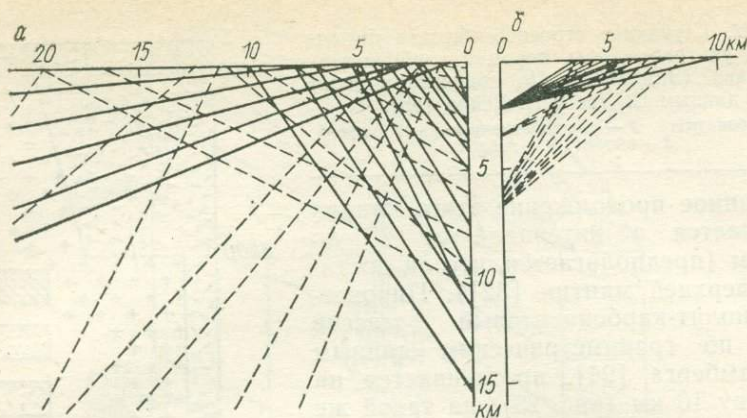


Рис. 24. Вертикальная проекция конических даек массива Альнё.  
*a* — по П. Крестену [83]; *б* — по Г. фон Эккерману [19].

зованиям средних глубин; массивы Гремяха-Вырмес и Ельтозерский (6—8 км) [Кухаренко А. А., Орлова М. П., Багдасаров Э. А., 1969 г.] являются типичными абиссальными. Геофизическими исследованиями в этой формации были затронуты массивы монтеригианского комплекса, имеющие на поверхности округлую или эллиптическую форму. По гравитационным и аэромагнитным данным

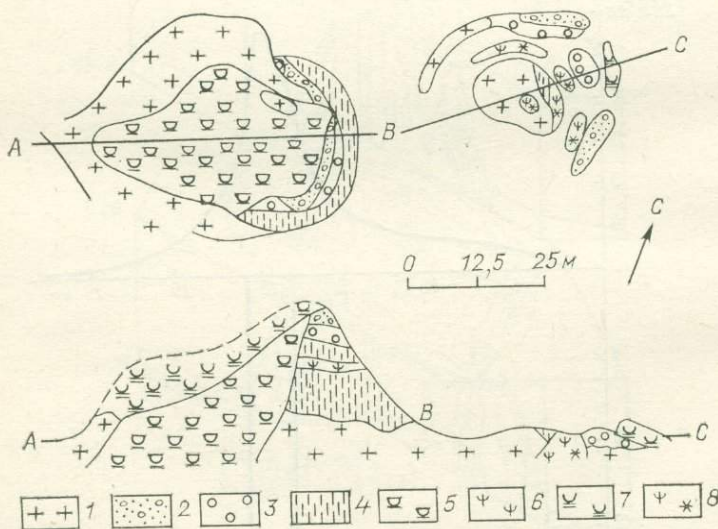


Рис. 25. Схема строения субвулканического тела Восточный Холм, Кимберли (Австралия). По Д. Деррику и Д. Желатли [1972 г.].

1 — докембрийские граниты; 2—4 — девонские отложения: 2 — аркозовые песчаники, 3 — конгломераты, 4 — песчаники; 5—8 — нижнемиоценовые калиевые породы: 5 — среднезернистые седрициты и волжидиты, 6 — стекловатые седрициты, 7 — среднезернистые седрициты и мамилиты, 8 — крупнозернистые седрициты.

они протягиваются до значительных глубин без заметного изменения формы и размеров в плане и обладают штокообразной формой.

Интрузивные комплексы формации псевдолейцитовых сиенитов — шонкинитов ассоциированы с комагматичными сериями вулканических, в том числе лейцитовых, пород и характеризуются умеренными глубинами залегания интрузивных тел в Казахстане, Киргизии, Америке (штат Монтана), Австралии (рис. 25) и в других районах.

## 2. Группа щелочных и нефелиновых сиенитов

Формация нефелиновых сиенитов — сиенитов представлена рядом гипабиссальных комплексов: района Осло, кангердлугссуакским, чукотско-алюскинским, египетским, сайбарским, шаньсийским, для которых весьма характерна постоянная ассоциация с вулканическими породами, включая щелочные трахиты и фонолиты. Комплекс района Осло на уровне современного эрозионного среза залегает вдоль структурной границы между фундаментом и чехлом. Наряду с гипабиссальными в описываемой формации имеются два глубинных комплекса (ходжа-ачканский и приазовский), в которых комагматичные вулканические породы не наблюдаются. Для первого характерна штокообразная [Шинкарев Н. Ф., 1966 г.], для второго — трещинная плитообразная форма интрузивных массивов [Елисеев Н. А., Кушев В. Г., Виноградов А. П., 1965 г.]. Геофизическими исследованиями в рассматриваемой формации был затронут Октябрьский массив приазовского комплекса. По сейсмическим данным он имеет глубину 3—4 км и залегает в «гранитном» слое. Однако, как отмечал Н. А. Беляевский [1974 г.], его корневая часть прослеживается в «базальтовом» слое вплоть до подкорового субстрата.

Формация нефелиновых сиенитов — сиенитов с карбонатитами. Интрузивные комплексы этой формации формируются в широком диапазоне глубин — от субвулканических до абиссальных. К субвулканическим относятся малавийский, ангольский и амбадонгарский комплексы, к абиссальным, по-видимому, луэшский, приатлантический, североканадский и восточногватский. В фациальном отношении лучше других изучен малавийский комплекс оз. Чилва. По М. С. Гарсону [19], Ж. Вейлу и Л. Монкману [99], интрузивные массивы этого комплекса подразделяются на две группы. К первой принадлежат эродированные вулканические жерла Чилва, Канганкунде и Тундулу, в строении которых важную роль играют кольцевые дайки, конические тела и мелкие центральные штоки, сложенные в числе других пород карбонатитами; ко второй — кольцевые и полицентральные фоййит-пуласкитовые штоки (Чикала, Чаоне и др.), по-видимому образовавшиеся в условиях малых и средних глубин. Карбонатиты в их составе не наблюдаются. Пространственные взаимоотношения обеих групп массивов не выяснены. М. С. Гарсон считает их независимыми обра-

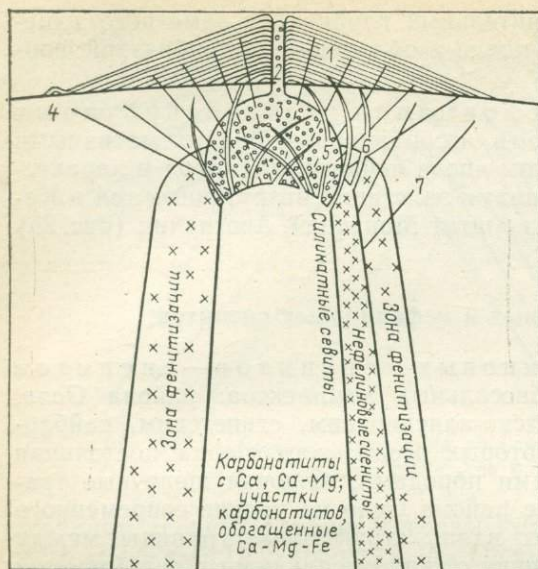
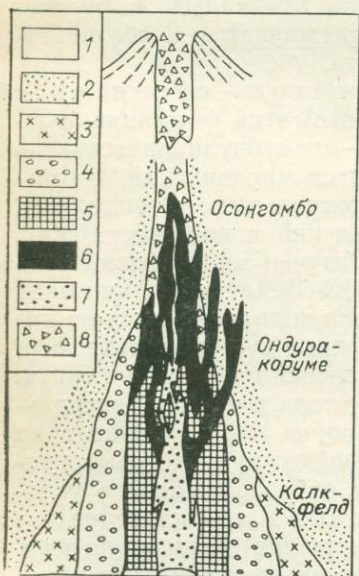


Рис. 26. Геологическая схема глубинного строения карбонатитового комплекса. По М. Гарсону [19].

1 — туфы, агломераты, карбонатиты, фонолиты, нефелиниты, трахиты и др.; 2 — агломераты, карбонатиты и лавы; 3 — зона брекчирования, перекристаллизации и замещения; 4 — спутниковое жерло, возникшее при растяжении (конический слой); 5 — кольцевые дайки севитов, заполняющие трещины скальвания; 6 — кольцевые дайки нефелиновых сиенитов, заполняющие трещины скальвания; 7 — дайки, заполняющие трещины растяжения, исходящие из более раннего центра.

зованиями и на своей схеме (рис. 26) продолжает карбонатиты на значительную глубину, а Ж. Вейл и Л. Монкман высказали предположение, что полицентральные и кольцевые массивы типа Чикала представляют собой глубинное продолжение эродированных жерл Чилва, Канганкунде и др. (рис. 27). Известный массив Луэш, как полагают, сформировался на глубинах 15—20 км [Мейер Г., Дебитюн П., 1960 г.].



Фациальная обстановка образования многочисленных комплексов формации щелочных и нефелиновых сиенитов варьирует достаточно широко. В приповерхностных условиях формируется тежсарский, на больших глубинах — ильмено-вишневогорский (10 км) [Левин В. Я., 1974 г.] и восточнотувинский (9 км) [Яшина Р. М., 1975 г.] комплексы. По геологическим данным В. Я. Левина, Вишневогорский

Рис. 27. Геологическая модель вертикальной зональности нефелино- и щелочносиенитовых с карбонатитами массивов Юго-Западной Африки. По Г. Мартину, М. Матиасу, Е. Симпсону [87].

1 — четвертичные отложения; 2 — фениты; 3 — нефелиты; 4 — нефелиновые сиениты; 5, 6 — карбонатиты; 5 — кальцитовые, 6 — доломитовые; 7 — магнетитовые руды; 8 — вулканические брекчии.

массив располагается стратиграфически несколько ниже Ильменогорского. Оба они залегают в ядрах крупных антиклинальных структур, имеют сильно вытянутую форму и окружены мигматитами и широкими ореолами фенитов. Внутреннее строение Ильменогорского массива является конформным и гармоничным по отношению к структуре вмещающих пород. Конформное и относительно согласное строение имеет и Вишневогорский массив, который, в отличие от Ильменогорского, характеризуется некоторой дискордантностью. Конформность структуры, таким образом, сочетается в нем с дисгармоничностью. В целом массивы ильмено-вишневогорского комплекса обнаруживают определенную структурную аналогию с массивами района Халибартон-Банкрофт Южно-Канадской провинции, Сил-Лейк и Альбанель-Лейк Приатлантической провинции, Литчфилд и Ред-Хилл в Северных Аппалачах, а также с массивами щелочных гранитов кейвского комплекса.

По геологическим данным становление крупнейшего Сыннырского плутона формации псевдолейцитовых сиенитов произошло на субвулканическом уровне, а остальные массивы этого комплекса сформировались на больших и несколько различных глубинах [Геологическое строение..., 1969 г.; Тихоненкова Р. П., Нечаева И. А., Осокин Е. Д., 1971 г.]. Для сыннырского комплекса в целом характерно наличие, с одной стороны, реликтов комагматических псевдолейцитовых вулканических пород, а с другой — широких ореолов роговиков и метаморфизованных разновидностей щелочных пород: дитронтов и гнейсовидных биотитовых нефелиновых сиенитов. Сыннырский массив отличается округлой формой и кольцевым строением, похожим на внутреннее строение нигерийских массивов. Он представляет собой дискордантное тело, состоящее из двух пространственно совмещенных штоков. Другой крупный Бурпалинский массив имеет эллиптическую форму и конформное внутреннее строение. Элементы кольцевого строения в нем полностью отсутствуют. Длинная ось эллипса массива совпадает с простиранием антиклинальной складки, к ядру которой он приурочен, т. е. массив имеет полусогласное залегание. В плане Яшинский и Гоуджекитский массивы характеризуются вытянутой формой, причем последний представляет собой типичную интрузию трещинного типа.

Формация сиенитов — агпайтовых и мнаскитовых нефелиновых сиенитов состоит из трех комплексов малых глубин: гардарского, пилансбергского и лосского. Гардарский комплекс Южно-Гренландской провинции отчетливо тяготеет к границе несогласия между цоколем платформы и чехлом. Западноафриканский массив Лос на уровне современного эрозивного среза принадлежит к гипабиссальным интрузиям. Массив имеет блюдцеобразную форму и стратифицированное внутреннее строение. По гравиметрическим и аэромагнитным данным массив Лос (рис. 28) имеет грибообразную форму — блюдце- или лополитообразная залежь мощностью 1,8 км насажена на штокообразный корень, протягивающийся до глубины 13,2 км [28]. Блюдцеобразная



Рис. 28. Глубинное строение массива Лос. По Г. Н. Шаблинскому [28].  
 1 — фельдшпатоидные сиениты; 2 — сильномагнитные породы; 3 — основные и ультраосновные породы массива Калум; 4 — граниты и гнейсы докембрийского докола.

залежь приурочена к стратиграфическому несогласию между фундаментом и чехлом — к границе «осадочного» и «гранитного» слоев, а штокообразный корень целиком залегает в «гранитном» слое.

Как известно, классическим комплексом формации агпайтовых нефелиновых сиенитов является хибино-ловозерский. По глубине образования Хибинский и Ловозерский массивы относятся к гипабиссальным интрузиям с максимальной мощностью кровли порядка 1,5 км. Верхняя часть Ловозерского массива на современном эрозионном срезе представляет собой межформационное тело, располагающееся между фундаментом и чехлом, и его структурное положение весьма похоже на положение гардарского комплекса и комплекса района Осло.

В морфологическом и генетическом отношении Хибинский и Ловозерский массивы принадлежат к интрузиям центрального типа. По В. А. Николаеву [53], характерная черта центральных интрузий по схеме Ричи — сочетание почти отвесных даек, «подводящих» путей для магмы, с почти горизонтальными языками тангенциального распространения ее на месте опустившихся блоков. Эта

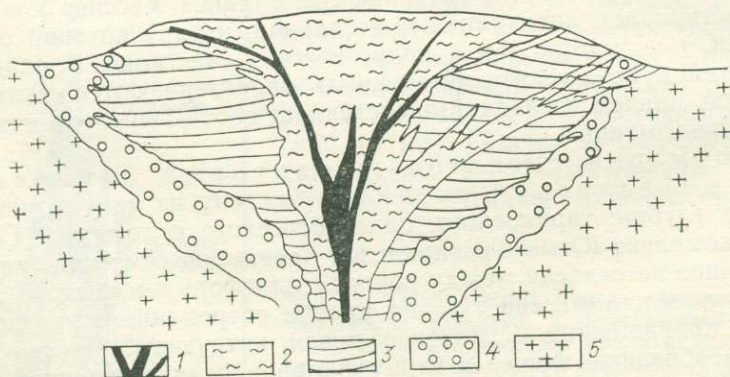


Рис. 29. Геологическая схема глубинного строения Ловозерского щелочного массива. По И. В. Буссен и А. С. Сахарову [6] с упрощениями.  
 1 — породы серии мурманитовых порфиридных луваритов; 2 — эвдалитовые лувариты; 3 — лувариты-фойяиты-уртиты; 4 — пойкилитовые и порфиридные нефелин-содалитовые сиениты; 5 — гнейсы.

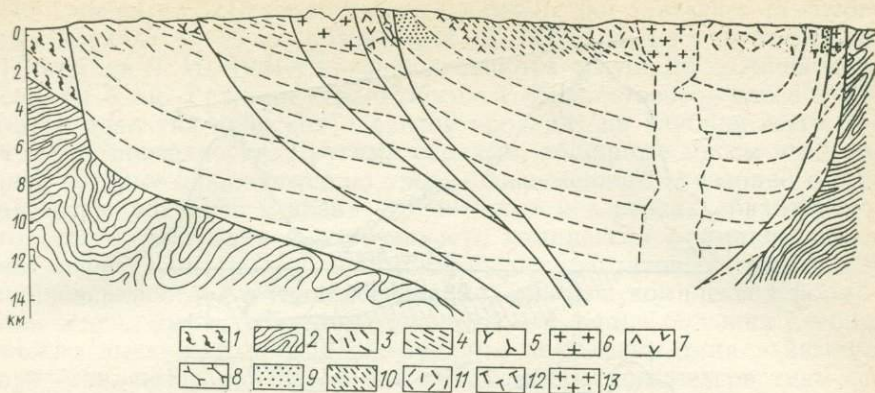


Рис. 30. Геологическая схема глубинного строения Хибинского массива. По А. В. Галахову [9] с упрощениями.

1 — зеленые сланцы; 2 — гнейсы; 3 — крупнозернистые массивные и трахитоидные хибиниты; 4 — среднезернистые трахитоидные хибиниты; 5 — грубозернистые хибиниты; 6 — массивные рихсчорриты; 7 — энigmatит-амфиболовые нефелиновые сyenиты; 8 — гнейсовидно-трахитоидные рихсчорриты; 9 — среднезернистые амфибол-эгириновые фойяиты; 10 — среднезернистые трахитоидные амфиболовые хибиниты; 11 — крупнозернистые амфибол-эгириновые фойяиты; 12 — крупнозернистые амфиболовые фойяиты; 13 — пироксеновые фойяиты.

черта в полной мере проявлена в Хибинском и Ловозерском массивах, но в разной степени. Если в Хибинском массиве широко представлены тела кольцевой и конической формы, то в Ловозерском преобладают тела пологого и субгоризонтального залегания. В соответствии с палеореконострукционной схемой формирования (рис. 29), составленной И. В. Буссен и А. С. Сахаровым [6], в своей глубинной части Ловозерский массив приобретает черты строения, присущие Хибинскому (рис. 30). По геофизическим данным Г. Н. Шаблинского [1963 г.], Ловозерский массив, как и массив Лос, обладает лакколитообразной глубинной формой — «шляпка» диаметром около 30 км и толщиной 2 км насажена на толстый корень диаметром около 20 км и высотой 4 км. Хибинский массив имеет суживающуюся книзу коническую или асимметричную лакколитообразную форму. Оба плутона прослеживаются вглубь на 6—7 км. В целом Хибинский и Ловозерский массивы формировались в условиях континентальной коры с сокращенной мощностью «гранитного» слоя.

### 3. Группа щелочных гранитов

Формация рибекит-арфведсонитовых и колумбитоносных биотитовых гранитов представлена ханбогдинским (рис. 31), северонигерийским, нигерским, камерунским, дамаралендским, уайт-маунтинским и другими комплексами. Все они принадлежат к приповерхностной и гипабиссальной фациям и у всех наблюдается генетическая связь с вулканическими породами, в том числе со щелочными риолитами. Классический северонигерийский комплекс объединяет значительное число полицентральных массивов [71], в строении которых принимают уча-

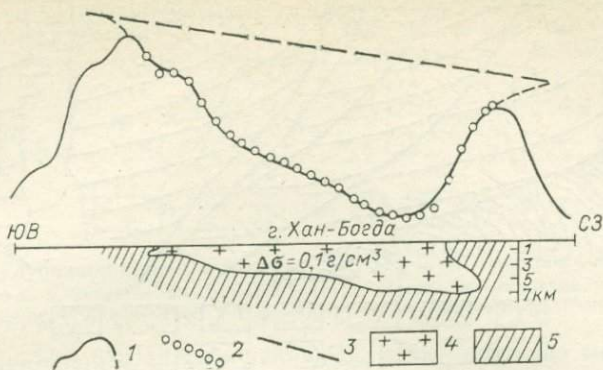


Рис. 31. Глубинное строение Хан-Богдинского массива щелочных гранитов Монголии. По данным М. В. Дуранте и др. [7].

1 — график аномалии силы тяжести; 2 — рассчитанные значения гравитационного эффекта от модели, изображенной на разрезе; 3 — график регионального фона; 4 — щелочные граниты; 5 — вмещающие породы.

стие тела кольцевой и конической формы, пластообразные залежи, кольцевые дайки и штоки. Вертикальная протяженность кольцевых массивов Северной Нигерии по гравиметрическим и аэромагнитным данным (рис. 32) составляет около 12 км, т. е. они в основном залегают в «гранитном» слое [70].

По масштабам щелочногранитного магматизма и размерам интрузивных тел кейвский комплекс формации эгирин-арфведсонитовых гранитов не имеет себе равных. Массивы щелочных гранитов располагаются главным образом по контакту архея и протерозоя и являются типичными межформационными

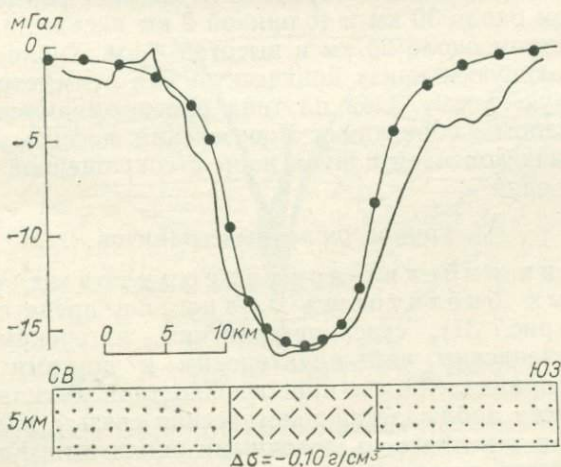


Рис. 32. Глубинное строение массива щелочных гранитов Лируэй (Северная Нигерия). По гравиметрическим данным Д. Аджакяйе [70].

образованиями. По геологическим данным они залегают на глубинах порядка 4—15 км [Батиева И. Д., 1976 г.], по геофизическим [Богданов В. И., 1974 г.] — протягиваются вглубь по крайней мере еще на 5 км. Граница «гранитного» и «базальтового» слоев в области развития кейвских гранитов проходит на глубине всего 3—4 км от поверхности. Другими словами, обширные массы этих пород, которые обнажаются на уровне современного эрозионного среза, формировались в низах «гранитного» и в верхах «базальтового» слоев. Учитывая приуроченность комплексов формации рибекит-арфведсонитовых и колумбитоносных биотитовых гранитов к приповерхностной и гипабиссальной фациям, а комплексов формации эгирин-арфведсонитовых гранитов — к фации больших глубин, можно высказать предположение, что комплексы типа кейвского представляют собой глубинное продолжение комплексов типа серверонигерийского.

Геологические и геофизические данные о глубине залегания щелочных пород позволяют сделать следующие выводы.

1. Наблюдаемые щелочные массивы и комплексы обнажаются на различных уровнях земной коры, начиная от приповерхностного и кончая глубинами 15—20 км. Их распределение по фациям глубинности показывает, что почти все щелочные формации представлены комплексами разных фаций глубинности. Лишь три из них: псевдолейцитовых сиенитов — шонкинитов (типа Монтаны), сиенитов — агапитовых и миаскитовых нефелиновых сиенитов (южно-гренландского типа) и агапитовых нефелиновых сиенитов (хибино-ловозерского типа) — относятся к числу субвулканических.

2. Большинство важнейших щелочных комплексов на уровне современного эрозионного среза залегают в приповерхностных условиях и в условиях малых глубин, среди них крупнейшие по размерам комплексы района Осло, Северной Нигерии, Хибин, Ловозера. Меньшее число исследованных комплексов относится к фациям средних и больших глубин. На первый взгляд эти данные как будто поддерживают распространенное мнение о том, что щелочные комплексы обычно принадлежат приповерхностной фации и фации малых глубин. На самом деле это означает только то, что площади выходов на дневную поверхность глубинных частей земной коры более скромны по размерам, чем площади выходов менее глубинных ее частей. Щелочные комплексы больших глубин в настоящее время изучены еще крайне недостаточно.

3. Определенным индикатором глубины образования щелочных комплексов являются формы залегания магматических тел. Приповерхностные щелочные интрузии, как правило, характеризуются набором «малых» форм: некков, силлов, кольцевых, конических и радиальных даек, мелких штоков и интрузивных тел неправильной формы. Интрузии малых и средних глубин в классических щелочных провинциях Северной Нигерии, Чилвы, района Осло представлены лополитообразными и кольцевыми, в том числе полицентральными, массивами. Штоки и штокообразные массивы с дискордантными отношениями с вмещающими породами чаще встреча-

ются в фации средних глубин. На больших глубинах отмечаются согласные и гармоничные массивы овальной и плитообразные тела трещинной форм.

4. Для некоторых массивов щелочных и ультраосновных пород с карбонатами (в частности, Кольского полуострова) удалось определенно установить, что корни этих массивов уходят в «базальтовый» слой и даже в верхнюю мантию (Ковдорский массив). Почти все исследованные массивы щелочных гранитов и нефелиновых сиенитов прослежены пока только в пределах «осадочного» и «гранитного» слоев.

Данные Л. С. Бородина и Э. Н. Лишневого [4] о связи щелочных массивов со структурными формами поверхности Мохо (погружениями, поднятиями, флексурами) показывают, что важной характеристикой размещения 132 массивов наиболее крупных щелочных провинций СССР следует считать их приуроченность к флексурам, к которым тяготеют 90 % щелочноультраосновных, 84 % щелочноосновных и 67 % нефелиносиенитовых и щелочносиенитовых массивов.

Таким образом, прямое геофизическое зондирование вертикальной протяженности щелочных массивов свидетельствует в пользу того, что они являются достаточно глубинными образованиями, скорее всего, порождением верхней мантии либо «базальтового» слоя. Из геофизических наблюдений складывается определенное впечатление о сквозном в пределах земной коры распространении щелочных массивов и комплексов, причем это впечатление усиливается тем обстоятельством, что по геологическим данным щелочные комплексы залегают в широких интервалах глубин, достигающих нескольких километров, и интервалы глубин одних комплексов перекрываются интервалами глубин других.

Довольно определенная приуроченность многих массивов и комплексов щелочных, а также основных и ультраосновных пород к стратиграфическому и структурному несогласию между фундаментом и чехлом позволяет думать, что эта граница раздела платформенной коры — важная структурная зона, благоприятная для тангенциального магматического проникновения и для локализации верхнего яруса периферических или промежуточных магматических очагов. Рассуждая по аналогии, естественно предполагать, что горизонтальное распространение магматических расплавов может быть связано и с другими геофизическими границами крупного порядка, в первую очередь с разделом Мохо, и, возможно, с разделом Конрада.

Таким образом, в тектоносфере платформенного типа можно подозревать наличие по крайней мере двух основных ярусов локализации магматических очагов: близповерхностного (верхнего) и глубинного (нижнего), которым отвечают два типа магматических «отстойников», или два главных уровня камерной дифференциации. В принципе концепция о двух типах магматических очагов: глубинных, в которых осуществляется дифференциация и ассимиляция «на глубине», и верхних, где происходят эти процессы «ип

situ»,— выработана достаточно давно. Нами в данном случае делается попытка конкретизировать эти понятия применительно к условиям платформенного магматизма. При такой структуре глубинные очаги, очевидно, характеризуются высокими температурами и давлениями, присущими разделу Мохо под платформами в период «возбужденного» энергетического состояния, а близповерхностные — более низкими значениями этих параметров.

Естественно, что условия протекания магматических процессов в глубинных и близповерхностных очагах различны. С энергетической точки зрения масштаб и интенсивность протекания процессов дифференциации и ассимиляции в глубинных очагах должны быть более существенными. Роль этих процессов в близповерхностных очагах также следует принимать во внимание, но здесь она, по-видимому, является подчиненной. Существенная разница в глубинных типах очагов, очевидно, наблюдается в составе и режиме летучих компонентов. В глубинных очагах важная роль принадлежит процессам взаимодействия расплавов с «трансмагматическими» флюидами подкорового происхождения [22], тогда как в приповерхностных, более обводненных, основная роль в протекающих в них процессах, в том числе магматической дистилляции, безусловно, отводится метеорной воде.

С учетом этих фактов приходится считать, что основа петрографического состава щелочных массивов и комплексов закладывается в глубинных магматических очагах. А если это так, то и причины гетерогенности петрографического состава щелочных комплексов и формаций следует в первую очередь искать в особенностях глубинных магматических процессов, протекающих на уровне нижнего яруса. Подъем щелочных магм из глубинных очагов в близповерхностные осуществляется, по-видимому, достаточно быстро, и поэтому роль магматических процессов, протекающих в подводящих каналах, скорее всего, является весьма ограниченной.

## Последовательность образования щелочных формаций

Важнейшим признаком магматических комплексов и формаций является последовательность становления всей совокупности их породных членов. По Д. В. Рундквисту [1973 г.] и Э. П. Изоху [1976 г.], эта последовательность характеризуется определенной направленностью или основной тенденцией химического развития (гомодромной или антидромной), общим размахом, или диапазоном эволюции, и полнотой проявления породных членов — сокращенностью или редуцированностью, прерывистостью, завершенностью и контрастностью. В литературе закономерности порядка образования магматических формаций рассматриваются главным образом на примере известково-щелочных, особенно гранитоидных формаций, для которых предполагаются коровый генезис и относительно небольшие глубины зон первичного магмообразования. Аналогичные вопросы, касающиеся щелочных формаций, проанализированы значительно слабее, хотя предполагаемое сверхглубинное и мантийное происхождение этих образований позволяет считать, что в последовательностях формирования их породных членов есть свои особенности.

В настоящей главе поставлены следующие задачи:

— рассмотреть последовательность образования щелочных интрузивных, частично эффузивных комплексов, чтобы установить закономерности формирования породных членов щелочных формаций;

— выявить разного рода «аномалии» в порядке образования породных членов щелочных массивов, комплексов, отдельных формаций и их групп для обнаружения особенностей, присущих именно щелочным формациям и нехарактерных или отсутствующих в известково-щелочных.

Следует отметить, что решение этих задач представляет определенный практический интерес, так как установление последовательности формирования породных членов в рамках того или иного массива, комплекса, формации обычно позволяет детализировать шкалу относительного или абсолютного возраста магматических событий и дает возможность конкретизировать поисковые исследования в данном геологическом районе.

### 1. Группа щелочных ультрамафитов и габброидов

Формация щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами с интересующей нас точки зрения изучена достаточно хорошо. Для ее магматических комплексов устанавливается довольно выдержанная последовательность формирования пород: оливиниты, пироксениты, мелилититы и турьяниты, мельтейгиты, ийолиты, нефелиновые и щелочные сиениты, карбонатиты [Капустин Ю. Л., 1974 г.]. В настоящее время эта схема практически общепризнана. В принципе она совпадает с последовательностью образования пород родственной фонолит-нефелинитовой с карбонатитами формации, имеющей вид (от ранних членов к позд-

ним): меланефелиниты и нефелиниты, фонолиты, карбонатиты [19; Герасимовский В. И., Поляков А. И., 1974 г.]. Характеризуя рассматриваемую формацию, необходимо отметить гомодромный порядок формирования ее породных членов. Обращает на себя внимание исключительно высокая степень контрастности породной серии этой формации, превышающая контрастность родственных ультраосновных и, пожалуй, любых других магматических формаций. Явления редуцированности и прерывистости весьма характерны для формации щелочных ультраосновных пород с карбонатитами. Учитывая отсутствие в некоторых комплексах крайнего члена — оливинитов, В. А. Кононова и Н. А. Гартман [1974 г.] из состава описываемой формации выделили «ассоциацию пироксенитов, щелочных пород и карбонатитов», к которой на территории СССР они относят восточносаянский и сетте-дабанский комплексы. Если принять во внимание, что эта ассоциация встречается и в других щелочных провинциях (Восточная Уганда), ее обособление представляется целесообразным, но не в ранге формации, а лишь в ранге субформации. Можно также согласиться с выделением внутри описываемой формации ийолит-карбонатитовой подформации [Егоров Л. С., Миронюк Е. П., 1977 г.]. Наконец, учитывая независимый характер карбонатитового комплекса Восточной Замбии [19], по-видимому, целесообразно выделить также карбонатитовую подформацию.

Последовательность образования породных членов формации нефелиновых сиенитов-габбро рассмотрим на примере монтеригианского, сайженского и горячегогорского комплексов. По А. Р. Филпотсу [1976 г.], в массиве Бром — крупнейшем интрузиве монтеригианского комплекса — последовательность образования горных пород (от ранних к поздним) имеет вид: габбро, пуласкиты и нордмаркиты, нефелиновые сиениты. Это нормальный гомодромный ряд, повторяющийся в других массивах комплекса. Главными разновидностями пород сайженского комплекса являются перидотиты, габбро-пироксениты, габбро, уртиты, ийолиты, мельтейгиты, якупирангиты, нефелиновые сиениты и карбонатиты. В одном из крупнейших массивов этого комплекса — Сайженском — последовательность формирования интрузивных фаз имеет вид (от ранних к поздним): пироксениты и габбро, ийолиты и тералиты, нефелиновые сиениты. Она повторяет последовательность образования пород в массиве Бром. В горячегогорском комплексе, в отличие от монтеригианского и сайженского, практически отсутствуют ультраосновные породы [Андреева Е. Д., 1968 г.], но в нем относительно велика роль членов, промежуточных между габбро и нефелиновыми сиенитами: тералитов, эссекситов, нефелиновых сиенитов, ийолитов и уртитов.

Во всех массивах комплекса устанавливается гомодромная схема образования породных членов. В массиве Кня-Шалтырь последовательность интрузивных внедрений имеет вид (от ранних к поздним): I интрузивная фаза — габбро, II — ийолит-уртиты, III — фойяиты; в массиве Буланкуль: I фаза — эссекситы, II — нефели-

новые сиенито-диориты, III — фойяиты. В Кольско-Скандинавской провинции к формации нефелиновых сиенитов — габбро принадлежат два хорошо изученных массива: Гремяха-Вырмес и Ельтеозерский. По данным А. А. Полканова и др. [1967 г.], массив Гремяха-Вырмес состоит из таких последовательно сформировавшихся ассоциаций интрузивных пород: 1) перидотитов, пироксенитов, габбро-анортозитов, акерит-пуласкинов, 2) нефелиновых сиенитов — ювитов-ийолитов, 3) щелочных сиенитов и гранитов. Предполагается, что последняя ассоциация сопряжена с массивом Гремяха-Вырмес лишь пространственно, а в целом она является частью кейвского комплекса щелочных гранитов.

Анализируя последовательность формирования породных членов формации нефелиновых сиенитов — габбро, необходимо подчеркнуть ее гомодромную направленность в пределах всех крупных массивов. К числу основных повторяющихся членов ритма данной формации следует отнести три породные группы: 1) ультраосновных и основных пород, 2) щелочных габброидов, 3) щелочных лейкократовых пород натриевого ряда. Обращает на себя внимание контрастность породной серии формации нефелиновых сиенитов — габбро, значительно превосходящая контрастность габбро-гранитных серий подвижных областей.

Формация псевдолейцитовых сиенитов — шонкинитов представлена относительно ограниченным числом интрузивных комплексов, среди которых выделяются ишимский, а также комплексы в Киргизии и США (штат Монтана). В Ишимском щелочном массиве — крупнейшем массиве ишимского комплекса — последовательность образования интрузивных пород связана с четырьмя этапами. В течение первого этапа формируются лейцитовые пироксениты, святоноситы, шонкиниты, в течение второго — эпилейцитовые и псевдолейцитовые сиениты, в течение третьего — нефелиновые сиениты, в течение четвертого — кенталленины, эссекситы и другие щелочные породы [Лебедев-Зиновьев А. В., 1969 г.]. По-видимому, сходный порядок образования имеет место в крупном Кемском массиве (пироксениты, шонкиниты, кенталленины, монзониты, щелочные и нефелиновые сиениты) и в других интрузивах ишимского комплекса, а также в Верхнедункельдыкском массиве Восточного Памира [13]. В массиве Роки-Бой — самом крупном интрузиве комплекса штата Монтана — намечаются два этапа формирования горных пород. В течение первого образуются перидотиты, биотитовые пироксениты и псевдолейцитовые шонкиниты и сиениты, в течение второго — разнообразные нефелиновые сиениты. В широко известном, но очень небольшом по размерам массиве Шонкин-Саг провинции Монтана имеет место двухпородная шонкинит-щелочносиенитовая ассоциация, представляющая собой сокращенный вариант последовательности формирования пород массива Роки-Бой.

Из массивов Киргизской провинции порядок формирования интрузивных членов хорошо изучен в массиве Ирису, где, по данным М. П. Орловой [1960 г.], выделяются три главных этапа ста-

новления интрузива: первый — косьвиты, бороланиты, псевдолейцитовые и ортоклазовые пироксениты; второй — меланократовые щелочные сиениты, эссекситы, малиньиты, монцониты; третий — нефелиновые сиениты.

В целом анализ последовательности образования породных групп в крупнейших массивах и важнейших комплексах формации псевдолейцитовых сиенитов—шонкинитов показывает, что здесь наблюдается весьма отчетливая закономерность. В течение первого этапа обычно формируются ультраосновные породы калиевого ряда с псевдолейцитом, биотитом или ортоклазом, во время второго — щелочные габброиды калиевого ряда, а в Ишимском массиве — псевдолейцитовые сиениты. Третий этап повсеместно знаменуется появлением нефелиновых сиенитов. По количеству породных групп, последовательности образования и другим признакам рассматриваемая формация обладает теми же особенностями, что и формации щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами и нефелиновых сиенитов — габбро.

## 2. Группа щелочных и нефелиновых сиенитов

Для магматических комплексов формации миаскитовых нефелиновых сиенитов — сиенитов (типа района Осло) последовательность формирования пород устанавливается довольно отчетливо в щелочном комплексе района Осло и в массиве Кангердлугсуак. По данным Т. Барта [2], в комплексе района Осло наблюдается гомодромная последовательность формирования (рис. 33). Очень близкий порядок внедрения горных пород

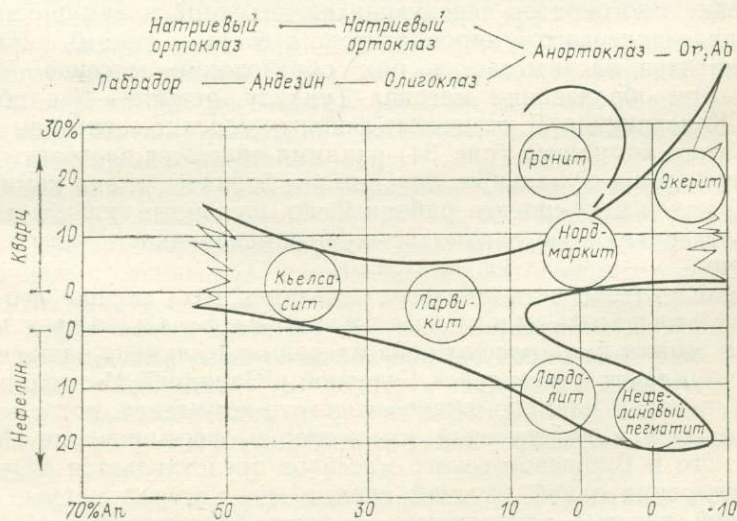


Рис. 33. Последовательность образования щелочных пород района Осло. По Т. Барту [2].

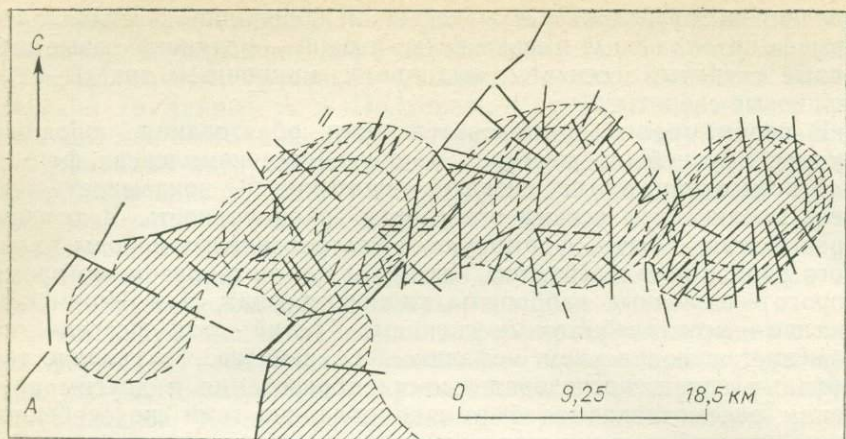


Рис. 34. Кольцевые структуры фойяитовых массивов Монголии (провинция Чилва). По И. Маллику и Ж. Вейлу [86].

(от ранних к поздним): нордмаркиты—пуласкиты—фойяиты — характеризует крупнейший массив этой формации — Кангердлугсуак в Восточной Гренландии [Кемп Д. Р., Дир В. А., 1976 г.].

Формация миаскитовых нефелиновых сиенитов — сиенитов с карбонатитами (типа Чилва). Детальная последовательность магматических событий в комплексе Чилва изучена М. С. Гарсоном [19]. По его данным, образование карбонатитовых массивов этого комплекса происходило в течение нескольких этапов, причем в каждый из них имело место ритмичное внедрение многократно чередующихся инъекций преимущественно нефелиносиенитового и карбонатитового состава. Восемь инъекций карбонатитов насчитывается при образовании массива Чилва, семь — при образовании массива Тундулу, четыре — при образовании Канганкунде. В кольцевых фойяит-пуласкит-сиенитовых массивах этого комплекса (рис. 34) ранними являются пертозиты, промежуточными — пуласкиты, поздними — фойяиты, т. е. в комплексе Чилва, как и в комплексе района Осло, щелочные породы демонстрируют ритмичную и гомодромную направленность внутреннего развития.

Последовательность образования породных членов формации сиенитов — миаскитовых нефелиновых сиенитов может быть рассмотрена на примере ильмено-вишневогорского комплекса и комплекса Северной и Западной Монголии. Тем исследователям ильмено-вишневогорского комплекса, которые придерживаются магматической точки зрения, формирование Ильменогорского и Вишневогорского массивов представляется результатом внедрения одной крупной порции миаскитовой магмы, образовавшей простые одноактные массивы [Еськова Е. М., Жабин А. Г., Мухитдинов Г. Н., 1964 г.]. Комплекс сиенитов — нефелиновых сиенитов Северной и Западной Монголии, по данным

Р. М. Яшиной [1978 г.], характеризуется простой двухпородной последовательностью образования: 1) пуласкиты и миаскиты, 2) фойяиты. Последовательность гомодромная и неконтрастная.

Формация псевдолейцитовых сиенитов с интересующей нас точки зрения изучена еще не в полной мере. Даже в щелочных массивах сыннырского комплекса последовательность образования горных пород еще твердо не установлена. На историю формирования крупнейшего Сыннырского массива существуют различные точки зрения. По Г. В. Андрееву, А. О. Шаракшинову, В. А. Литвиновскому [1969 г.], «... в первую фазу внедрились пуласкиты и гедрумнты; вторая фаза представлена псевдолейцитовыми сиенитами, дитронитами, аллотриоморфнозернистыми нефелиновыми сиенитами, фойяитами; в третью фазу интродировали нефелиновые сиениты». По данным авторов монографии «Геологическое строение...» [1969 г.], этот массив сформировался в результате двух фаз интрузивной деятельности, из которых к I фазе относятся псевдолейцитовые и нефелиновые сиениты, а ко II фазе — пуласкиты и гедрумнты. По Р. П. Тихоненковой с соавторами [1971 г.], Сыннырский массив «...образовался в результате одноактного внедрения».

С нашей точки зрения, в рамках формации псевдолейцитовых сиенитов целесообразно выделить подформацию лейцитовых фонолитов — щелочных и нефелиновых сиенитов, наиболее типичным представителем которой является широко известный Ыллымахский комплекс западной части Алданской провинции. Вулкано-плутонические комплексы и массивы, которые можно отнести к этой подформации, сложены лейцитовыми фонолитами, обычно сформировавшимися раньше, и щелочными и нефелиновыми сиенитами, внедрившимися позднее. Ранние эффузивные коагматы содержат лейцит и по химическому составу эквивалентны псевдолейцитовым сиенитам, а поздние интрузивные породы лишены этого минерала. Кроме Ыллымахского на территории нашей страны к нему близок тежсарский комплекс в Армении, а за рубежом — западноаляскинский.

Общий анализ ассоциации породных членов формации псевдолейцитовых сиенитов показывает, что в ее образовании принимают участие три породные группы: щелочных, псевдолейцитовых и нефелиновых сиенитов. С учетом последовательности образования породных членов в подформации лейцитовых фонолитов — щелочных и нефелиновых сиенитов можно констатировать, что образование псевдолейцитовых сиенитов обычно происходит раньше, чем нефелиновых сиенитов. Что касается щелочных сиенитов, то по аналогии с вышеописанными формациями можно лишь предполагать, что эти породы формируются раньше фельдшпатоидных сиенитов.

Таким образом, последовательность образования породных членов в описываемой формации в настоящее время нам представляется в том виде, в котором она предполагается Г. В. Андреевым для пород Сыннырского массива. Эта последовательность имеет

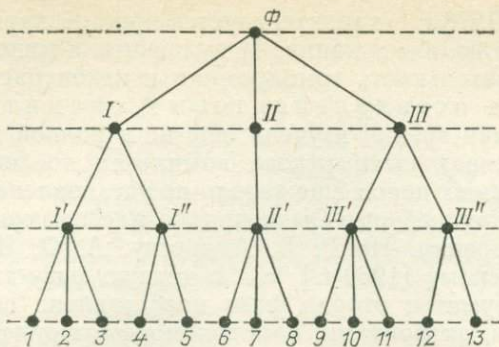


Рис. 35. «Уровни» дифференциации фельдшпатоидной магмы массива Лос (Ф). I—III — интрузивные фазы; I', I'', II', III', III'' — интрузивные субфазы; 1—13 — разновидности фельдшпатоидных сиенитов.

гомодромную направленность и малоконтрастный вид, особенно по сравнению с родственной формацией псевдолейцитовых сиенитов — шонкинитов.

Последовательность формирования породных членов формации сиенитов — агапитовых и миаскитовых нефелиновых сиенитов (южногренландского типа) может быть рассмотрена на примерах гардарского комплекса, а также массивов Лос и Пилансберг. По Б. Аптону [67], для эталонного гардарского комплекса «наблюдается устойчивая тенденция внедрения более дифференцированных магм вслед за менее дифференцированными... На эту общую закономерность нередко накладываются более короткие циклы, характеризующиеся той же эволюционной последовательностью» (курсив наш). По данным Б. Аптона, в гардарском комплексе наблюдаются две тенденции дифференциации, примерами которых служат массивы Нарсак и Илимаусакский. В первом, как и в некоторых массивах района Осло, сначала внедрялись агапитовые нефелиновые сиениты и нордмаркиты, а вслед за ними — щелочные граниты. Последние, впрочем, не играют существенной роли. Илимаусакский массив сложен тремя разновозрастными группами щелочных пород (от древних к молодым). В первую группу входят миаскитовые нефелиновые сиениты, во вторую — агапитовые нефелиновые сиениты (пуласкиты, фойяиты, науяиты, какортокиты), в третью — лувяриты. Разнообразие агапитовых пород II интрузивной фазы здесь объясняется местной внутрикамерной дифференциацией.

В изученном нами африканском массиве Лос ранняя и средняя фазы миаскитовых фельдшпатоидных сиенитов предшествуют поздней фазе агапитовых ловенитовых фойяитов, т. е. массив Лос является прекрасным примером гомодромных нормально дифференцированных массивов фельдшпатоидных сиенитов натриевой ветви дифференциации (рис. 35). Однако обращает на себя внимание, что общая щелочность, коэффициент агапитности и насыщен-

ность характерными элементами-примесями средней фазы миаскитовых нефелиновых сиенитов ниже, чем в ранней фазе, т. е. в массиве Лос наблюдается как бы возврат к более ранним стадиям эволюции магмы — явление *рекурренции*.

Порядок становления интрузивных фаз в сложном Пилансбергском массиве в настоящее время изучен еще не в полной мере, но из сводки М. Матиаса [67] и данных Д. Фергюсона [1973 г.] можно заключить, что ранние фойяиты имеют более миаскитовый состав, чем поздние луавриты, т. е. в принципе Пилансбергский массив, как и массивы Илимауссакский и Лос, характеризуется гомодромной тенденцией развития от миаскитовых пород к агпайтовым.

В целом общая контрастность породных членов рассматриваемой формации выше, чем в других формациях группы сиенитов — нефелиновых сиенитов, и ниже, чем в группе формаций щелочных ультрамафитов. Для гардарского комплекса характерны ритмичность и сложные внутренние взаимоотношения в породной группе агпайтовых нефелиновых сиенитов. Явления рекурренции, фиксируемые в массиве Лос, по-видимому, характерны и для других щелочных массивов и комплексов. В заключение можно отметить, что в Пилансбергском массиве, так же как и в массивах Лос и в Ловозерском, нозеановые сиениты по времени внедрения предшествуют агпайтовым нефелиновым сиенитам.

**Формация агпайтовых нефелиновых сиенитов.** Последовательность образования породных членов формации рассмотрим на примере хибино-ловозерского комплекса. Для Хибинского массива общая последовательность формирования была выявлена еще в 40-х годах Н. А. Елисеевым [1939 г.] и Б. М. Куплетским [1937 г.]. По Н. А. Елисееву, она имеет следующий вид: этап I — хибиниты, II — рисчорриты, ийолит-уртиты, луавриты, апатит-нефелиновые породы, III — фойяиты; по Б. М. Куплетскому: этап I — хибиниты и фойяиты, II — рисчорриты, III — ийолит-уртиты, луавриты и апатит-нефелиновые породы. Обе схемы фиксируют ранний возраст интрузивной фазы хибинитов по сравнению с фазой фойяитов, но возрастное положение исключительно интересных рисчорритов, ийолит-уртитов и важных апатит-нефелиновых пород интерпретируется по-разному [9].

Данные современных исследований пока не внесли ясности в последовательность той или иной схемы, хотя в настоящее время последовательность формирования пород имеет исключительно важное промышленное значение в связи с определением новых перспективных площадей на поиски апатитовой руды в Хибинском массиве. В соответствии со схемой Н. А. Елисеева фойяиты центральной части Хибинского массива моложе ийолит-уртитов и апатит-нефелиновых руд, из чего следует, что их нужно исключить из числа прогнозных площадей. По схеме Б. И. Куплетского фойяиты древнее этих пород и, следовательно, перспективны на поиски апатит-нефелиновых руд. Более или менее четкая последовательность интрузивных фаз установлена в Ловозерском массиве.

По представлениям Н. А. Елисеева и Э. Е. Федорова [1953 г.], В. И. Герасимовского [1966 г.], а также И. В. Буссен и А. С. Сахарова [6], здесь наблюдается следующий порядок формирования главных групп фельдшпатоидных сиенитов (от ранних к поздним): I — пойкилитовые содалит- и нозеан-нефелиновые сиениты; II — луявриты, фойяиты, уртиты; III — эвдиалитовые луявриты.

Таким образом, в большинстве изученных массивов фельдшпатоидных сиенитов, в строении которых принимают участие агпайтовые нефелиновые сиениты, наблюдается общая гомодромная тенденция дифференциации от миаскитовых пород к агпайтовым. Территориальная сопряженность и близость данных абсолютного возраста Хибинского и Ловозерского массивов позволяют предполагать, что оба они образовались из одного магматического очага. Учитывая также чуть более ранний абсолютный возраст Хибинского массива по отношению к Ловозерскому, можно считать, что первый сформировался несколько раньше, чем второй, причем это предположение находится в соответствии с общей схемой эволюции ультращелочной магмы, предполагающей вначале формирование фойяитов (Хибинский массив), а потом — луявритов (Ловозерский массив). В целом формация агпайтовых нефелиновых сиенитов характеризуется гомодромной тенденцией развития от миаскитовых породных членов к агпайтовым, слабоконтрастным характером, ритмичностью и наличием явлений рекурренции.

### 3. Группа щелочных гранитов

Формация эгирин-арфведсонитовых гранитов (типа Кейв) в интересующем нас отношении может быть охарактеризована кейвским и хан-богдинским комплексами. Исследователи кейвского комплекса щелочных гранитов склонны рассматривать интрузивные массивы этих пород как простые и однофазные, в крайнем случае многократные образования [Батиева И. Д., 1976 г.]. Относительно Хан-Богдинского массива известно [Дуранте М. В. и др., 1976 г.], что «щелочные граниты главной фазы занимают 80—90 % площади массива». Другими словами, предполагается, что этот массив сформировался в результате крупной одноактной инъекции примерно так же, как образовались массивы кейвского комплекса.

Последовательность образования горных пород в формации эгирин-арфведсонитовых и колумбитоносных биотитовых гранитов может быть продемонстрирована на примере замечательной провинции Северной Нигерии (рис. 36). В массивах этой провинции наиболее ранними образованиями являются риолиты, за которыми следуют фойяитовые граниты, затем чередующиеся между собой щелочные и биотитовые граниты. Реальная цепь магматических событий, приведших к образованию интрузивного комплекса Северной Нигерии, была сложной. Это легко показать на примере становления полицентрального многофазного массива Сара-Фьер [81], который состоит из пяти коль-

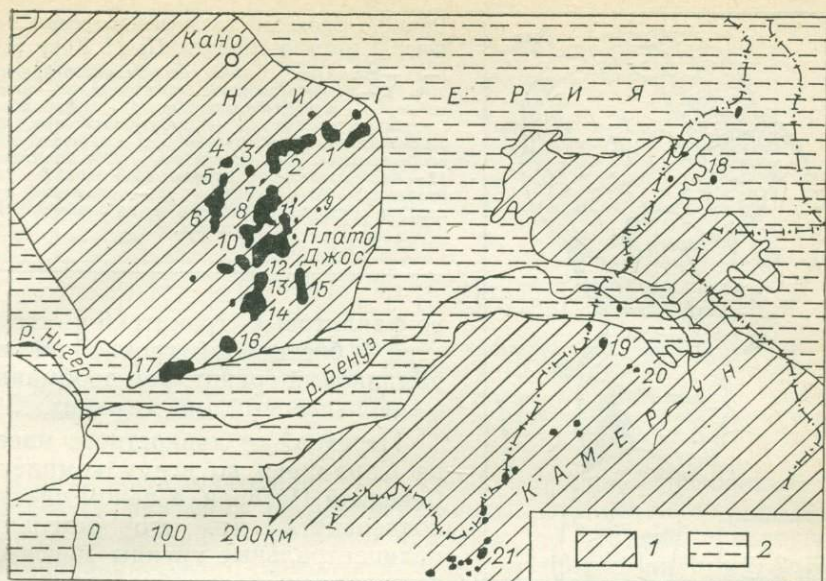


Рис. 36. Северо-Нигерийская и Камерунская провинции щелочных гранитов. По П. Боудену и Д. Тернеру [71].

1 — выступы фундамента; 2 — осадочный чехол.

Массивы (цифры на карте): 1 — Кила-Вэрджи, 2 — Нинджи, 3 — Лируэй, 4 — Бэнке, 5 — Кудару, 6 — Риша, 7 — Сайя-Шокобо, 8 — Джере-Сонга, 9 — Заранда, 10 — Амо, 11 — Боп, 12 — Джос-Букуру, 13 — Роп, 14 — Ша-Калери, 15 — Сара-Фьер, 16 — Суз-Мада, 17 — Афо, 18 — Голда-Зуелва, 19 — Ньоре, 20 — Поли, 21 — Майо-Дарле.

цевых структур диаметром от 6 до 13 км, вытянутых в направлении с севера на юг и частично перекрывающих друг друга (рис. 37). Образование каждой предыдущей структуры заканчивалось раньше, чем начиналось образование следующей. Формирование массива происходило последовательно с севера на юг от структуры 1 к структуре 5. Если бы кольцевые структуры массива Сара-Фьер не перекрывали друг друга, а были расположены изолированно, мы, наверное, решили бы, что они формировались синхронно. Объединив частные последовательности внедрения пород каждой из этих структур в общую типа той, которая изображена на рис. 38, сочли бы ее результатом последовательного формирования пород массива. На самом деле пример массива Сара-Фьер показывает, что похожие друг на друга естественные ассоциации разных кольцевых структур формируются последовательно: 1-я структура — риолит, роговообманковый гранит-порфир, роговообманково-биотитовый гранит, аплитовидный гранит, биотитовый гранит; 2-я структура — пироксен-роговообманковый гранит, амфиболовый гранит, рибекитовый гранит, альбит-биотитовый гранит, роговообманково-биотитовый гранит; 3-я структура — роговообманково-биотитовый гранит, альбит-биотитовый гранит; 4-я структура — роговообманково-биотитовый гранит, роговообманково-

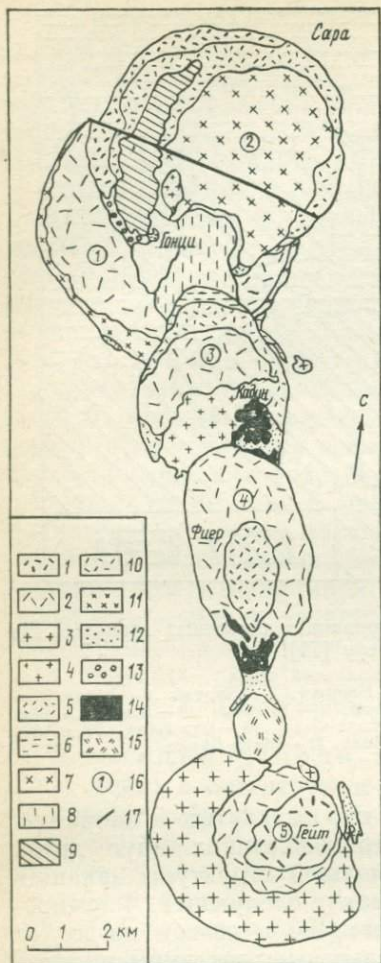


Рис. 37. Сложный кольцевой массив Сара-Фьер, Северная Нигерия. По П. Коху [81].

1—11 — граниты: 1 — роговообманково-фаялитовые, 2 — роговообманково-биотитовые, 3 — биотитовые, 4 — альбит-биотитовые, 5 — амфиболовые, 6 — тонкозернистые, 7 — альбит-биотитовые, 8 — роговообманково-биотитовые, 9 — пироксен-роговообманковые, 10 — рибекитовые, 11 — аллитовые; 12 — кислые жильные породы; 13 — риолиты; 14 — базальты; 15 — сенициты; 16 — положение пяти центров структур (цифры в кружках); 17 — разлом.

во-фаялитовый гранит; 5-я структура — биотитовый гранит, роговообманковый гранит, роговообманково-пироксеновый микрогранит.

Переходя от конкретного массива Сара-Фьер ко всему комплексу Северной Нигерии, в целом следует подчеркнуть, что его отдельные полицентральные группы массивов, по-видимому, тоже образовались не синхронно, а последовательно. Об этом, по данным О. Бримена, Д. Хатчисона, П. Боудена [1975 г.], свидетельствуют растянутый интервал значений абсолютного возраста (177—156 млн. лет) и фиксируемая по ним четко выраженная тенденция последовательного смещения центров магматической деятельности в меридиональном направлении с севера на юг. Схема формирования комплекса Северной Нигерии (рис. 39), таким образом, не отражает действительной последовательности магматических событий

в ходе формирования комплекса, а является полезной абстракцией или обобщенным ритмом, улавливающим лишь общие черты в последовательности внедрения горных пород в разных массивах.

Реальная последовательность формирования рассматриваемого комплекса сложная. Она состоит из суммы конкретных последовательностей горных пород (ритмов) отдельных массивов, общее число которых достигает 60 [80]. Интрузивный комплекс Северной Нигерии демонстрирует пример исключительно тонких и постепенных переходов от нормальных гранитов к щелочным. Анализ последовательности образования интрузивных массивов этой провинции свидетельствует о том, что в рамках интрузивного комплекса их становление во времени в пространстве происходит не парал-

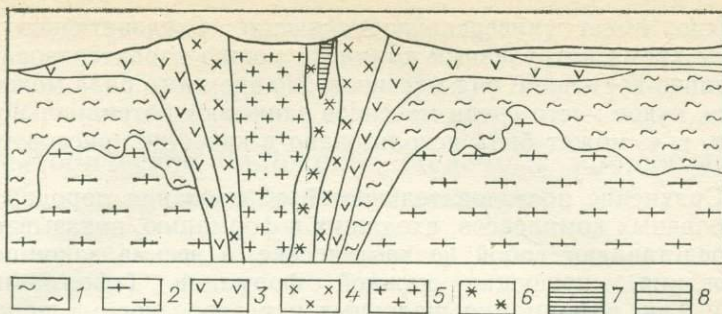


Рис. 38. Принципиальный разрез через Нигерийскую кольцевую структуру. По Р. Джекобсону, В. Маклеоду, Р. Блеку [80].

1 — гнейс; 2 — древний гранит; 3 — риолит; 4—6 — гранит; 4 — фаялитовый, 5 — молодой, 6 — щелочной (метасоматит); 7 — рудная залежь; 8 — карбонатные породы мелового возраста.

лельно, а последовательно. А поскольку порядок образования интрузивных фаз (или последовательность становления породных членов) в массивах примерно одинаков, то это показывает, что формирование всего комплекса в целом происходило *ритмично*. К интрузивному комплексу Северной Нигерии довольно близко уайт-маунтинский комплекс Новой Англии, при формировании которого тоже имело место последовательное смещение центров интрузивного магматизма в меридиональном направлении [Фоланд К. А., Фол Г., 1977 г.]. Формация эгирин-арфведсонитовых и колумбитоносных биотитовых гранитов характеризуется гомодромной тенденцией внутреннего развития, но эволюция здесь носит весьма неконтрастный характер и осуществляется лишь в рамках двухпородной ассоциации: нормальный гранит — щелочной гранит.

В целом рассмотрение важнейших элементов последовательности образования породных членов щелочных формаций позволяет прийти к следующим выводам.

1. Анализ пересекающих друг друга кольцевых массивов Северной Нигерии убедительно показывает, что они формируются не параллельно, а *последовательно* друг за другом со смещением центров магматической активности. Эта закономерность, по-видимому, наблюдается при образовании различных щелочных комплексов и,

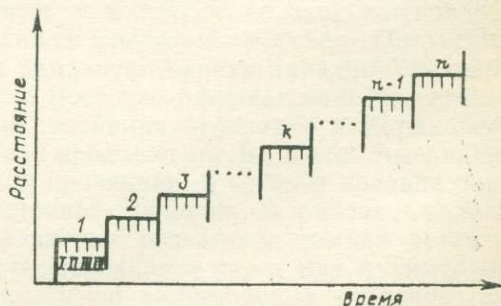


Рис. 39. Схема ритмичности северонигерийского щелочного комплекса.

1, ..., n — номера щелочных массивов; I, ..., IV — номера интрузивных фаз.

возможно, имеет универсальное значение. Следовательно, в настоящее время интрузивный комплекс можно характеризовать как латерально-временной ряд массивов. Знание этого ряда может подсказать, какое место среди массивов занимают потенциально рудоносные, т. е. может быть использовано в качестве поискового признака.

2. Сравнение последовательностей образования породных членов щелочных комплексов, входящих в формацию, показывает, что они представляют собой не хаотические, а весьма закономерные образования, присущие каждой формации («формационный ритм»). Так, в формации щелочных и ультраосновных пород она имеет вид (от ранних к поздним): оливиниты—пироксениты—мелилититы и турьяиты—мельтейгиты и ийолиты—нефелиновые и щелочные сиениты—карбонатиты. В формации псевдолейцитовых сиенитов—шонкинитов: ультраосновные и щелочноультраосновные породы калиевого ряда—щелочные габброиды калиевого ряда—нефелиновые сиениты. В формации миаскитовых нефелиновых сиенитов—сиенитов с карбонатитами: пуласкитовые фойяиты—карбонатиты. В формации псевдолейцитовых сиенитов: щелочные сиениты—псевдолейцитовые сиениты—миаскитовые нефелиновые сиениты. В формации эгирин-арфведсонитовых и колумбитоносных гранитов: известково-щелочной гранит—щелочной гранит.

3. Формации щелочных ультрамафитов и габброидов характеризуются исключительно высокой степенью *контрастности* породных серий, превышающей контрастность породных серий известково-щелочных формаций. Формации щелочных лейкократовых пород характеризуются меньшим диапазоном «породных вариаций» — меньшей контрастностью.

4. Для всех щелочных формаций характерна *гомодромная* направленность эволюции, проявляющаяся в увеличении «лейкократовости», общей щелочности, агпаитности и увеличении содержания некогерентных элементов.

## Тектоническое положение щелочных провинций континентов и океанов

Ниже приведено сравнение щелочного магматизма континентов и океанов на тектонической основе. Проблема причинных связей щелочного магматизма и тектоники является одной из фундаментальных при изучении происхождения щелочных пород. В ее постановке и разработке сыграли большую роль работы А. Н. Заварицкого, Ю. А. Кузнецова, Ю. М. Шейнманна, В. Е. Хаина, Е. Е. Милановского, Б. Бейкера, О. А. Воробьевой, Л. С. Бородина и других исследователей, но в целом она еще далека от своего окончательного решения. Анализ тектонического положения щелочных провинций сначала проведем на примере молодых вулканических провинций позднемезозойско-кайнозойского возраста континентов и океанов, а затем рассмотрим древние щелочные провинции на континентах. Формационному анализу континентальных щелочных провинций в литературе уделяется большое внимание, тогда как океанические изучены значительно слабее. В связи с меньшей ясностью тектонического положения океанических щелочных провинций для выявления черт сходства и различия их весьма уместно сравнить с более изученными провинциями континентов. На континентах традиционная точка зрения о связи щелочных комплексов со стабильной платформенной обстановкой претерпела значительную эволюцию, поскольку было показано, что они встречаются не только на платформах, но и в орогенных и геосинклинальных областях. В результате вопрос о связи щелочных комплексов с платформенным или геосинклинальным режимами усложнился и в настоящее время требует дифференцированного и статистического подхода.

### 1. Глобальная система молодых щелочных провинций и мировая система молодых тектонических зон

На территории земного шара в настоящее время намечается глобальная система протяженных зон щелочных провинций поздне-мезозойско-кайнозойского возраста (см. рис. 1). Самая грандиозная из них Трансазиатская в районе Аравии переходит в крупнейшую Восточно-Африканскую, а в Европе ее продолжение составляют Западно-Европейская и Средиземноморская. Последние соединяются с обрамляющей Западную Африку Западно-Африканской провинцией, а на юге — с Восточно-Африканской. На северо-востоке Трансазиатская сверхпровинция переходит в Кордильерскую, возможно имеющую свое продолжение на Южно-Американском материке в виде Андской провинции, в которой недавно описаны щелочные породы Восточной Боливии. В районе Средней Азии от Трансазиатской провинции отделяется южная ветвь — Южно-Азиатская зона, прослеживающаяся через Яву и Тимор на островах Тихого океана, вплоть до Соломоновых островов. Ее

продолжение, по-видимому, составляют Восточно-Австралийская и Новозеландская сверхпровинции, а Западно-Антарктическая провинция тяготеет, с одной стороны, к Новозеландской, с другой — к южному окончанию Андской провинции.

В океанах наибольшее число щелочных провинций отмечается в Тихом океане, особенно в его западной части. Обширная полоса этих провинций, имеющая север-северо-западное простирание, протягивается от Алеутских островов на севере до о. Питкэрн на юге. К ней принадлежат Северо-Западный хребет и Гавайские острова, восточная часть Каролинских, о-ва Лайн, Самоа, Кука, Тубуаи, Рапа, Туамоту, Маркизские, Питкэрн, возможно, Маршалловы, Гилберта, Эллис, Феникс, Токелау и др. В восточной части Тихого океана наблюдается значительно меньше щелочных провинций, чем в западной. Здесь, на Восточно-Тихоокеанском поднятии, находятся щелочные провинции о-вов Пасхи, Клиппертон и Ревилья-Хихедо, причем последнюю можно также отнести к группе прибрежных западноамериканских щелочных провинций наряду с Галапагосскими островами, о-вами Кокос, Сан-Феликс и Сан-Амбросио, Хуан-Фернандес и др., расположенными на подводных хребтах северо-восточного простирания.

В Атлантическом океане щелочные провинции тяготеют, с одной стороны, к Американскому (Бермудские острова, Фернанду-ди-Норонья, Триндади) и Африканскому побережьям (Мадейра, Канарские острова, о-ва Гвинейского залива), с другой — к Атлантическому срединно-океаническому хребту (Азорские острова, о-ва Вознесения, Святой Елены, Тристан-да-Кунья, Гоф, Буве).

Индийский океан относительно беден щелочными провинциями. К числу прибрежных принадлежат провинция Коморских островов вблизи Африканского побережья и провинция Кокосовых островов, тяготеющая к о. Суматра. На глыбовых хребтах располагаются две провинции: Маскаренских островов и Кергелен-Хердская.

Сравнение пространственного положения щелочных провинций позднемезозойско-кайнозойского возраста с мировой системой молодых тектонических структур (по В. Е. Хаину, Е. Е. Милановскому, В. В. Белоусову) позволяет установить, что щелочные провинции приурочены главным образом к следующим типам тектонических структур.

1. Внутриконтинентальным (по Е. Е. Милановскому [50]) рифтовым зонам, в первую очередь, Африки, а также Европы и Азии.

2. Периконтинентальным (по В. Е. Хаину [63] и Е. Е. Милановскому [50]) рифтовым зонам, обрамляющим Африканский, Австралийский и Антарктический континенты.

3. Альпийским геосинклинальным поясам (по Е. Е. Милановскому [50]) Европы, Африки, Азии, Северной и Южной Америки, а также о-вов Тихого океана.

4. Глыбовым океаническим хребтам (по В. В. Белоусову [3]) или внутриплитным поднятиям западной части Тихого, а также Индийского и Атлантического океанов.

5. Срединно-океаническим рифтовым поясам (В. В. Белоусов [3]).

## 2. Тектоническое положение молодых щелочных провинций континентов

Внутриконтинентальные рифты. Щелочные вулканические комплексы, ассоциированные с *интракратонными* рифтами, известны достаточно хорошо. Классической и, пожалуй, наиболее выдающейся в мире является щелочная провинция Восточной Африки. Восточно-Африканская рифтовая система в районе впадины Афар соединяется с мировой системой океанических рифтов, а на юге в устье р. Замбези — с Восточно-Африканской системой периконтинентальных рифтов. По классификации Е. Е. Милановского [50] она относится к зонам сводово-вулканического типа. Относительно последовательности образования Восточно-Африканской провинции автор разделяет мнение о ее «автономном» развитии в направлении с севера на юг — от Красного моря и альпийской складчатой системы Средиземноморья в глубь Африканской платформы.

Наиболее ранний по времени образования йемен-эфиопский комплекс толеитовых базальтов [17] располагается симметрично позднее развившейся Эфиопской рифтовой зоны. Йемен-эфиопский комплекс занимает громадную площадь, несравненно большую, чем площадь самого рифта. Следующий по времени формирования, угандийский карбонатит-нефелинитовый, комплекс (23—16 млн. лет) находится южнее области развития йемен-эфиопского комплекса на западном фланге будущего Кенийского рифта. Следующий, кенийский платофолитовый, комплекс (14—10 млн. лет), расположенный еще южнее, образуется на месте будущей системы Кенийского рифта и занимает площадь, превышающую площадь этого рифта. Кенийский трахитовый комплекс (2,0—0,7 млн. лет) более или менее строго вписывается в контуры Кенийского рифта на отрезке между озерами Рудольф и Натрон. Буфумбирский лейцититовый комплекс [62] в пространственном отношении тесно связан с Западным рифтом, а танзанийский кимберлитовый комплекс такой связи не обнаруживает.

Гигантские конусы стратовулканов Кения, Килиманджаро (5—0 млн. лет), относящиеся к трахит-щелочнобазальтовой формации, возникли на восточном фланге Кенийского рифта. Обращает на себя внимание, что в истории образования Восточно-Африканской щелочной провинции и одноименной рифтовой системы магматические события были значительно более продолжительными и древними (55—0 млн. лет), чем процесс рифтообразования (10—0 млн. лет. При этом, по В. В. Кузьмину и Ю. Т. Сухорукову [1985 г.], базальтовый, щелочнобазальтовый, карбонатит-нефелинитовый, фолитовый комплексы принадлежат предрифтовой, а трахитовый, щелочноролитовый, лейцититовый — рифтовой стадии развития Восточно-Африканской щелочной провинции.

Кроме Восточно-Африканской примерами молодых щелочных провинций, ассоциированных с интракратонными рифтами, являются Чад-Камерунская и Ливийская.

Периконтинентальные рифты. Их общая характеристика, включая глубинное строение и механизм рифтинга и спрединга, дана в работе В. Е. Хаина и Б. А. Соколова [65]. Значение этих структур в формировании щелочных комплексов рассмотрим на примере Западно-Африканской щелочной провинции (рис. 40).

В связи с проблемами «океанизации», «тектоники плит» и «горячих точек» в геологической литературе проявляется многосторонний интерес к вулканической истории океанических островов, в частности островов Атлантического океана. Мы заинтересовались этим вопросом в процессе изучения щелочного магматизма о-вов Лос, расположенных в Атлантическом океане, вблизи гвинейского побережья Западной Африки [28]. Эта заинтересованность значительно усилилась после установления поздне мелового возраста магматизма о-вов Лос, после выявления советскими геологами на юго-западной окраине Леоно-Либерийского массива пород «щелочногабброидной формации», после установления поздне мелового возраста кимберлитов Сьерра-Леоне и щелочноультраосновных пород и карбонатитов о-вов Зеленого Мыса. Еще в 1905 г. А. Лакруа, а значительно позднее Р. Фюрон [1960 г.] считали возможным сравнивать магматизм таких пространственно удаленных территорий, как Канарские острова, о-ва Зеленого Мыса, п-ов Дакар, о-ва Лос и даже Биоко, Принсипи и Сан-Томе. Какая-либо тектоническая база, объединившая эти внешне изолированные, а по существу родственные, магматические районы, в то время отсутствовала.

За последние годы в связи с интенсивными поисками нефти в шельфовой зоне Африканского континента установлено, что вдоль всего Атлантического побережья Африки (от Западной Сахары до Анголы) протягивается то расширяющаяся, то суживающаяся и даже местами выклинивающаяся полоса молодых опусканий. По В. Е. Хаину [63], она представляет собой единую тектоническую структуру панрегионального плана, названную им Западно-Африканской зоной периконтинентальных рифтов. По С. Г. Хоутону [1966 г.], опускание впадин происходило в юре — первой половине мела, совпало с началом крупнейшего в истории развития Африканской платформы «послекаррусского» этапа активизации и привело к накоплению толщи осадков поздне мезозойского и кайнозойского возраста, местами превышающей 10 км. Переход от погружений к поднятиям осуществлялся вдоль прибрежной зоны флексур и разломов, а также вдоль горстовых поднятий, усложнявших внутреннее строение бассейнов. К таким участкам в Западно-Африканской зоне периконтинентальных рифтов местами приурочены районы интенсивного щелочнобазальтового магматизма: на Канарских островах — область северо-западнее бассейна Ааюн, на о-вах Зеленого Мыса — область западнее Сенегальского бассейна, на п-ове Дакар (Сенегальский бассейн), на о-вах Лос —

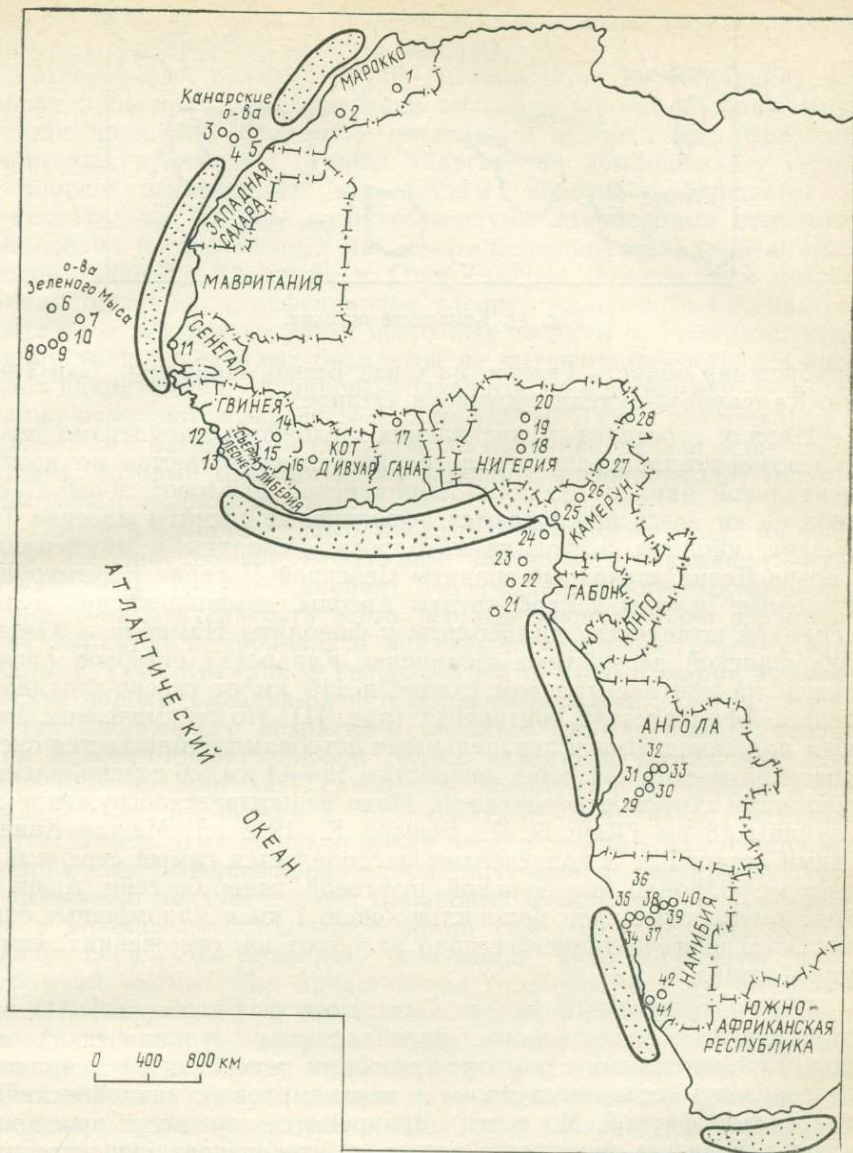


Рис. 40. Западно-Африканская щелочная провинция (периокеанические рифты по В. Е. Ханну, Б. А. Соколову, Я. Г. Кацу [64]).

1 — массив нефелиновых сиенитов с карбонатами Тамазерт (карбонаты — 44,8 млн. лет); 2 — фонолиты Агадир-Варзасатского района (10—7 млн. лет); 3, 4 — фонолит-трахит-базальтовая и трахит-фонолитовая формации о-вов Тенерифе и Гран-Канария; 5 — карбонаты о. Фуэртевентура (39 млн. лет); 6—10 — фонолиты о-вов Санту-Антан, Сан-Висенти, Брава, Фогу, Боавишта; 11 — щелочнобазальтовая серия п-ова Дакар; 12 — фельдшпатоидные сиениты массива Лос; 13 — ийолиты массива Сонго; 14 — щелочные габброиды и кимберлиты Лесной Гвинеи; 15—17 — кимберлиты Либерии, Кот д'Ивуар, Ганы; 18—20 — щелочные граниты Северной Нигерии; 21—25 — фонолит-трахит-базальтовая и фонолитовая формации о-вов Гвинейского залива и вулкана Камерун; 26—28 — щелочные граниты «линии Камерун»; 29—33 — нефелиновые сиениты и карбонаты Анголы; 34—42 — комплексы Намибии; 34—40 — дамаралендский, 41, 42 — людерикский.



Рис. 41. Канарские острова.

прибрежная область Гвинеи, на о-вах Биоко, Принсипи, Сан-Томе и в Камеруне — вулканы Камерун, Этинде.

Наряду с островами проявления щелочного магматизма позднемезозойско-кайнозойского возраста устанавливаются по континентальной окраине Западно-Африканской рифтовой зоны. С севера на юг здесь наблюдаются нефелиновые сиениты массива Тамазерт, ийолиты и фонолиты Марокко, ийолиты и кимберлиты Сьерра-Леоне, щелочные граниты Северной Нигерии и Камеруна, щелочные породы и карбонатиты Анголы, дамаралендский и людеричский комплексы, кимберлиты и фонолиты Намибии и Южно-Африканской республики. Архипелаг Канарских островов расположен на континентальном склоне в 115 км от северо-западного берега Африканского континента (рис. 41). По сейсмическим данным под западными и центральными островами наблюдается океанический тип земной коры мощностью 12—14 км, но в направлении восточных островов поверхность Мохо испытывает погружение до глубины 18 км [Даш Б. П., Бешард Е., 1968 г.]. Между Канарскими островами и континентом располагается самый северный в системе Западно-Африканской рифтовой зоны бассейн Ааюн, в котором меловые слои мощностью около 1 км и маломощные слои морского неогена трансгрессивно залегают на отложениях кембрия—девона.

Стратиграфический разрез Канарских островов (рис. 41) характеризуется значительным преобладанием вулканических пород. Единственными стратиграфическими реперами здесь являются горизонты осадочных пород с верхнемеловой, виндобонской и тирренской фауной. Но и эти маркирующие горизонты прослеживаются лишь на некоторых островах, что создает существенные трудности в расчленении и сопоставлении вулканических серий даже соседних островов архипелага. Единая шкала геологических образований Канарских островов была уточнена исследованиями радиологического и палеомагнитного возраста вулканических пород. По Д. Фюстеру и П. Гастези [1970 г.], наиболее древними геологическими образованиями архипелага, слагающими основание, являются ультраосновные и основные породы о-вов Фуэртевентура и Гомера, по Г. Хаузену [1971 г.] и Р. Фюрону [1960 г.],—

группа вулканических и осадочных серий, возрастное положение которых варьирует от мела до миоцена.

Миоценовый вулканизм (16—10 млн. лет) на Канарских островах проявился исключительно сильно и привел к образованию толщи щелочных базальтов мощностью около 1 км (формация «щитовых вулканов»). Толща залегает на домиоценовых сериях с хорошо выраженным несогласием, которое наблюдается на о-вах Пальма, Гомера и Фуэртевентура. Миоценовый вулканизм определил и современный ландшафт большинства Канарских островов, особенно Тенерифе и Гран-Канария. Миоценовый возраст имеют щелочные и нефелиновые сиениты кольцевого массива Пахара на о. Фуэртевентура и щелочные сиениты о. Гомера. В основании толщи щелочных базальтов на большинстве островов залегают пикритовые и оливиновые базальты, на о. Тенерифе среди них также отмечаются океаниты и анкарамиты. На о. Гран-Канария за щелочными базальтами последовали излияния кислой и щелочной магмы, которые привели к образованию щелочнориолит-трахитовой толщи мощностью около 1 км.

Плиоцен-плейстоценовый вулканизм последовал за миоценовым с относительно небольшим интервалом времени (около 5 млн. лет на о. Гран-Канария). По сравнению с предыдущим вулканическая деятельность этого периода носила более ограниченный характер и проявилась преимущественно на о-вах Иерро, Пальма, Гран-Канария и Тенерифе. На о. Гран-Канария вулканические породы плиоцен-плейстоценового возраста залегают на породах миоценового возраста с крупным несогласием. В основании плиоцен-плейстоценовой толщи находится «серия Роке-Нублос» (3,5—2,0 млн. лет), сложенная базальтами, их туфами и вулканическими брекчиями и агломератами мощностью несколько сотен метров. В тирренское время на о. Гран-Канария изливались тефритовые, гаюинофировые, орданшитовые и таититовые лавы, а несколько позднее — лавы гаюиновых фонолитов. На о. Тенерифе в плиоцен-плейстоценовое время (2,0—0,6 млн. лет) образовалась серия Лас-Каньядас, слагающая куполообразную массу огромной соммы. Она представлена главным образом фонолитами и трахитами, в том числе гаюиновыми и нозеановыми. Относительно недавно (0,2 млн. лет назад) на Тенерифе сформировался комплекс Тейде-Вьехо, слагающий конусы пиков Тейде и Вьехо. Пики венчают куполообразное сооружение соммы и сложены фонолитами и трахифонолитами. Щелочной характер комплекса Тейде-Вьехо проявлен сильнее, чем в серии Лас-Каньядас. Голоценовый вулканизм отмечается на всех островах.

О-ва Зеленого Мыса (рис. 42) состоят из десяти крупных и нескольких мелких островов. Архипелаг расположен на расстоянии около 450 км от п-ова Дакар. Глубина моря в окрестностях островов достигает 3—4 км. Цоколь архипелага представляет собой подковообразное основание, покоящееся на крупном выступе морского дна. Мощность земной коры в районе о-вов Зеленого Мыса составляет около 16—17 км, кора имеет океанский тип строения.

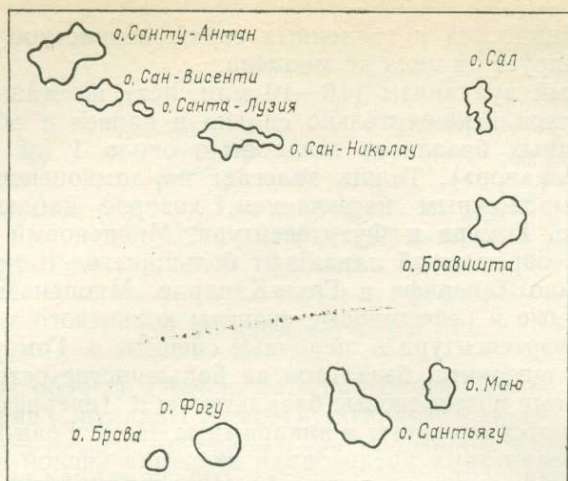


Рис. 42. О-ва Зеленого Мыса.

Архипелаг Зеленого Мыса состоит из северной и южной островных линейных групп запад-северо-западного и запад-юго-западного направлений. К северной относятся о-ва Санту-Антан, Сал, Сан-Висенти, Санта-Лузия, Сан-Николау и Боавишта, к южной — Брера, Фогу, Сантьягу, Маю (рис. 42). Геологические исследования островов начались в 1848 г. с визита Ч. Дарвина.

Стратиграфический разрез о-вов Зеленого Мыса представлен эффузивными и осадочными, преимущественно карбонатными породами, имеющими возраст от позднеюрского (?) до четвертичного. Верхнеюрские (?) и нижнемеловые известняки известны на о. Маю, а также на о-вах Сал и Боавишта. Нижнемеловые породы представлены почти всеми ярусами, начиная от валанжинского и кончая аптским. Выход на поверхность на о-вах Зеленого Мыса осадочной глубоководной карбонатной формации верхней юры (?) — нижнего мела справедливо рассматривается как важное свидетельство существования центральной части Атлантического океана по крайней мере с конца юры. Верхнемеловые отложения представлены осадочными породами сенона, а третичные — породами среднего эоцена (лютетский ярус) и среднего миоцена (виндобонские слои). Плейстоценовые отложения (тирренские слои) установлены на о. Сал.

Стратиграфический разрез о-вов Зеленого Мыса похож на стратиграфический разрез Канарских островов, но отличается от последнего большей полнотой. Самые ранние извержения на о-вах Зеленого Мыса происходили в раннем мелу. На о. Маю известны покровы базальтов, заключенные между слоями карбонатных пород готерива и баррема. В целом магматическими породами на о-вах Зеленого Мыса сложены вулканоплутонический комплекс мелового и три вулканических комплекса кайнозойского возраста: послесреднеэоценовый — досреднемиоценовый, послесреднемиоце-

новый—досреднеплейстоценовый и послесреднеплейстоценовый. В современный период магматическая деятельность на островах архипелага продолжается.

Меловой вулcano-плутонический комплекс состоит из вулканических основных и интрузивных пород щелочноультраосновной с карбонатитами формации [Мачадо Ф., Азердо Л., Монжардино И., 1967 г.]. Внедрение комплекса предполагается на границе раннего и позднего мела. Интрузивными породами сложено несколько кольцевых массивов и штоков на о-вах Брера, Фогу, Сантьягу, Маю, Сан-Висенти и др. На о. Брера и прилегающих к нему островках недавно выявлен кольцевой массив диаметром 20—25 км. Его ядро сложено карбонатитами, а периферия — лувритами, шонкинитами, ийолитами и якупирангитами. На о. Маю закартирован другой щелочной массив диаметром 16 км, сложенный главным образом фельдшпатоидными сиенитами и монцонитами [96]. Щелочные породы о. Маю прорывают нижнемеловые известняки валанжин-аптского возраста и перекрываются нижнепалеогеновыми конгломератами. Нефелиновые монцониты и эссекситы о. Сан-Висенти, относящиеся к меловому комплексу, описаны Г. Партом [1950 г.]. Карбонатиты о-вов Зеленого Мыса представляют собой одну из первых находок этих пород на океанических островах, а также одну из первых находок карбонатитов в Западной Африке, где, в отличие от Восточной, они встречаются редко. Послесреднеэоценовый—досреднемиоценовый вулканизм последовал за периодом воздымания и эрозии. Он проявился весьма интенсивно и произвел серию щелочных базальтов, занимающих около 83 % площади всех островов (главная базальтовая серия по Г. Парту). Породы этой серии хорошо сопоставляются с формацией «щитовых вулканов» Канарских островов, но данные абсолютного возраста для нее пока отсутствуют.

Послесреднемиоценовый — досреднеплейстоценовый вулканизм представлен щелочными базальтами и фонолитами. В отличие от предыдущего, он, с одной стороны, имеет более локальный характер распространения (на о-вах Брера, Санту-Антан, Сан-Висенти, Боавишта), с другой — содержит в своем составе значительное количество щелочных пород, главным образом фонолитов. Среди них Г. Партом описаны гаюин-лейцитовые фонолиты о. Брера, гаюиновые фонолиты о-вов Брера и Фогу, гаюиновые фонолиты с меланитом о. Фогу, а также гастингсит-баркевикитовые фонолиты о-вов Сантьягу, Сан-Николау и Санту-Антан. Помимо фонолитов в состав вулканического комплекса входят гаюиновые трахиандезиты (гаититы о. Санту-Антан), трахиты о-вов Санту-Антан, Сан-Николау, нефелиниты о-вов Фогу, Сан-Николау, Санту-Антан, Сантьягу, Сан-Висенти, а также гаюиновые лейцититы о. Фогу, мелилитовые базальты о. Сан-Висенти и мелилитовые нефелиниты о. Сал. Наличие гаюиновых эффузивных пород составляет примечательную особенность этого вулканического комплекса, который с успехом может быть сопоставлен с плиоцен-плейстоце-

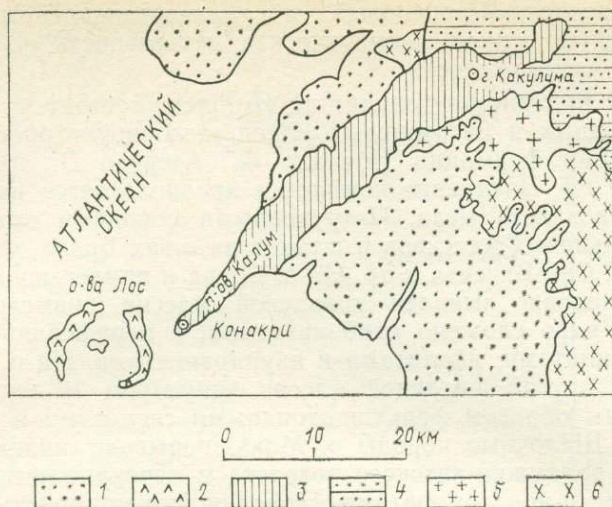


Рис. 43. Схематическая геологическая карта фельдшпатоидных сиенитов массива Лос и основных и ультраосновных пород массива Калум.

1 — четвертичные отложения; 2 — фельдшпатоидные сиениты; 3 — основные и ультраосновные породы; 4 — ордовикские песчаники; 5 — граниты Манеа; 6 — граниты и гнейсы доколя.

новым комплексом Канарских островов, а также с вулканическими породами Восточной Африки.

П-ов Дакар тяготеет к западной части Сенегальского бассейна. Глубина залегания фундамента в западной половине бассейна превышает 7 км, но в районе г. Дакара фундамент поднимается до отметок менее 1 км. Верхняя часть разреза Сенегальского бассейна сложена горизонтальными отложениями плиоцен-четвертичного возраста, и лишь у г. Дакара выступают древние породы позднемелового, палеоцен-эоценового и миоценового возраста. К дакарскому выступу фундамента приурочены проявления щелочнобазальтового вулканизма: олигоцен-миоценового и четвертичного. В первый период сформировалась серия мыса Мануэль, представленная щелочными базальтами, базанитами, лимбургитовыми базальтами, анкаратритами, изредка нефелиновыми трахитами; во время второго периода вулканической активности образовался вулкан Мамелле, сложенный базальтами.

В пределах Западно-Африканской рифтовой зоны находится массив фельдшпатоидных сиенитов архипелага о-вов Лос [28]. Архипелаг (рис. 43) расположен на продолжении п-ова Калум в нескольких километрах от его юго-западного окончания. Он имеет кольцевую форму, образованную двумя крупными сегментами о-вов Касса и Тамара. Площадь массива примерно 100 км<sup>2</sup>. Фундамент в районе массива Лос сложен докембрийскими гранитами и гнейсами Леоно-Либерийского массива, перекрытыми горизонтально лежащими слоями ордовика, силура и девона. О-ва Лос почти целиком сложены нозеановыми и нефелиновыми

сиенитами, перекрытыми латеритной корой плиоцен-виллафранкского возраста. Близость фельдшпатоидных сиенитов массива Лос и о-вов Зеленого Мыса отмечалась всеми исследователями. Наши данные по абсолютному возрасту фельдшпатоидных сиенитов массива Лос (105—80 млн. лет) подтверждают это предположение, примерно такой же возраст имеют кимберлиты Либерийской провинции [Нопф Д., 1970 г.].

У побережья Гвинеи Западно-Африканская рифтовая зона представлена полосой континентально-морских отложений палеоген-неогенового возраста шириной от 1—2 до 20—30 км при мощности в несколько десятков метров. В сторону океана мощность этих отложений постепенно нарастает и по сейсмическим данным в 100—200 км от берега достигает 2—3 км. Лосский комплекс фельдшпатоидных сиенитов образовался на краю Африканской платформы, точнее на краю Леоно-Либерийского массива, на его границе с Западно-Африканской рифтовой зоной. Подобно другим щелочным комплексам Западно-Африканской щелочной провинции, он возник на выступе фундамента (между Сенегальским рифтовым бассейном и бассейном Кот д'Ивуар) на пересечении линейного разлома Конакри—Бамако с перпендикулярными ему береговыми разломами, окаймляющим борт Сенегальского рифтового бассейна. На всем протяжении (более чем 700 км) линейный разлом Конакри—Бамако, по-видимому, палеорифт, маркируется выходами пород расчлененного массива Калум, весьма напоминающими Великую дайку в Зимбабве.

Замечательная провинция массивов щелочных гранитов центрального типа в Северной Нигерии (см. рис. 36) описана в работах Р. Джекобсона, В. Маклеода, Д. Тернера и др. [67]. В провинции насчитывается около 60 полицентральных массивов, слагающих пояс, по-видимому, палеорифт меридионального простиранья общей протяженностью около 400 км. Возраст нигерийских гранитов (177—156 млн. лет) омолаживается в направлении от границы с Нигером в сторону Атлантического океана, в сторону залегания авлакогена Бенуэ и Нигерийской периконтинентальной рифтовой впадины. В Нигере меридиональный пояс маркируется кольцевыми массивами щелочных гранитов пермского, а еще севернее, в Алжире, — кольцевыми массивами гранитов позднепротерозойско-раннекембрийского возраста панафриканской активизации. Таким образом, в Африке, так же как и в Австралии, Северной Америке и Европе [65], имеются зоны, в которых наблюдается переход от современных рифтовых окраин континента через кайнозойские и мезозойские палеорифты к древним палеорифтам во внутренней части континента. Кроме щелочных гранитов в Нигерии известны трахиты и фонолиты кайнозоя.

К Камерунской провинции (см. рис. 36) относятся вулканические острова Гвинейского залива, континентальные вулканы Камерун, Маненгуба и другие и пояс щелочных и нормальных гранитов. Провинция протягивается от о. Пагалу до оз. Чад на расстоя-

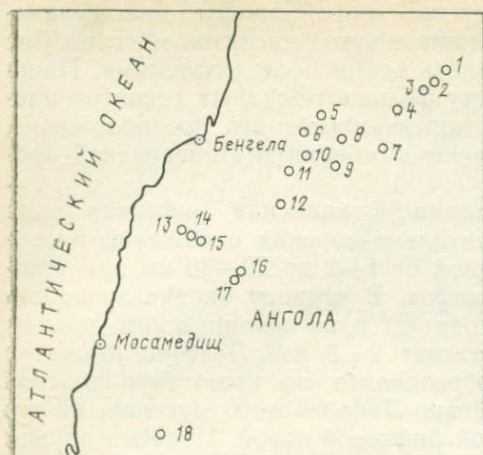


Рис. 44. Щелочные и карбонатитовые массивы Анголы. По Ф. Лапидо-Лурейро [84].

- 1 — Каната; 2 — Чиука; 3 — Капуя; 4 — Байлундо; 5 — Сулима; 6 — Чанжа; 7 — Чанга; 8 — Коола; 9 — Лонгонжо; 10 — Уиза; 11 — Чимбоа; 12 — Лунго; 13 — Лутала; 14 — Читукуберо; 15 — Неджой; 16 — Бонга; 17 — Чивира; 18 — Вирулундо.

ние около 1500 км вдоль крупнейшего рифта Западной Африки — «линии Камеруна» [65]. В районе вулкана Камерун этот континентальный рифт сочленяется с Нигерийским периконтинентальным рифтом. Здесь он залегает на юго-западном фланге авлакогена Бенуэ. По простиранию «линии Камеруна» наблюдается латеральный переход от несколько более молодой щелочной вулканической провинции островов Гвинейского залива (30,6—3,5 млн. лет) к несколько более древней вулcano-плутонической континентальной провинции нормальных и щелочных гранитов (56 млн. лет) [Кох П., 1959 г.].

Острова Гвинейского залива представляют собой верхние части крупных вулканических массивов типа гигантского стратовулкана Камерун (4070 м). Сам вулкан Камерун расположен в прибрежной части Атлантического океана. Его формирование происходило в три этапа: позднемеловой — эоценовый, неогеновый, четвертичный. Первый по составу вулканических продуктов можно назвать щелочнобазальтовым, второй — трахит-фонолитовым, третий — трахит-андезит-щелочнобазальтовым. По удалении от вулкана Камерун в направлении оз. Чад степень эродированности вулкана увеличивается и наблюдается переход к вулcano-плутонической области кольцевых массивов нормальных и щелочных гранитов. Около 40 массивов диаметром от 1 до 10 км вытянуты вдоль «линии Камеруна» на расстояние около 1000 км.

Ангольская провинция [Лапидо-Лурейро Ф., 1968 г.] включает в себя 18 массивов нефелиновых сиенитов и карбонатитов (112 млн. лет), расположенных вдоль линейной зоны северо-восточного простирания (рис. 44). Общее описание дамаралендского комплекса Намибийской провинции содержится во многих работах. Массивы этого комплекса, подобно ангольскому, располагаются в пределах рифтовой зоны северо-восточного простирания, протягивающейся от побережья Атлантического океана в глубь материка на расстояние около 400 км. Менее известен людерци-

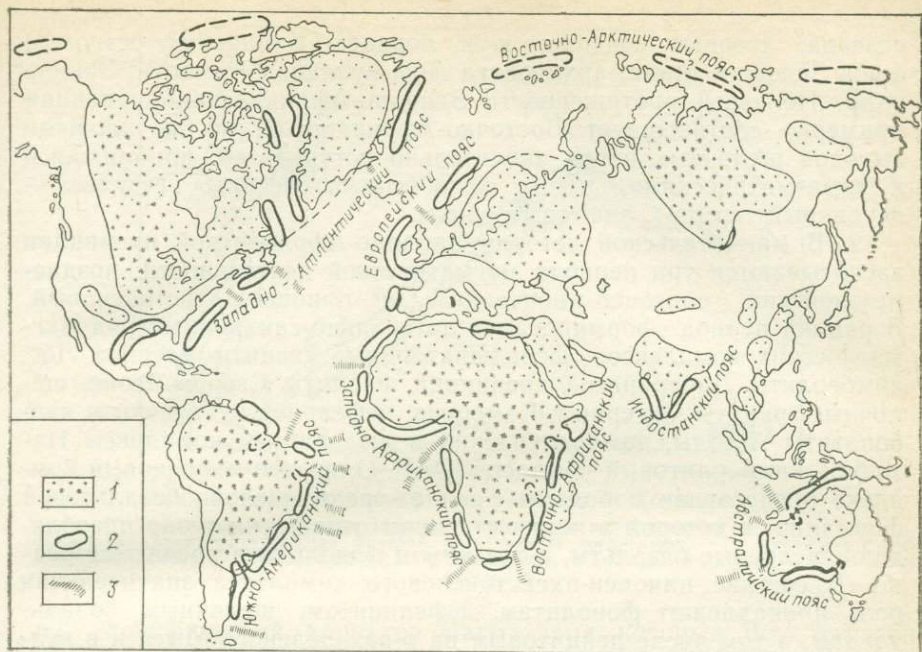


Рис. 45. Схематическая карта распространения периконтинентальных рифтов.  
По В. Е. Ханну, Б. А. Соколову, Я. Г. Кацу [64].

1 — древние платформы; 2 — паралигаеосинклинали; 3 — поднятия океанического дна.

кий комплекс (130 млн. лет) щелочных и нефелиновых сиенитов, также расположенный в зоне северо-восточного простираения. В Намибии известны фонолиты с абсолютным возрастом 37 млн. лет, а в Намибии и ЮАР — молодая кимберлитовая провинция (147—84 млн. лет) с карбонатит-кимберлитовым вулканом Грос-Бруккарос (84 млн. лет), в которой кимберлитовые тела располагаются тоже в линейных зонах северо-восточного направления.

Общее рассмотрение районов щелочного магматизма Западной Африки позволяет прийти к следующим выводам.

1. Пространственное тяготение районов щелочного магматизма Западной Африки к общей тектонической структуре — Западно-Африканской периконтинентальной рифтовой зоне и их близкий, позднемезозойско-кайнозойский, возраст делают целесообразным объединение этих внешне разрозненных проявлений щелочного магматизма в единую *Западно-Африканскую щелочную провинцию* [34]. В мировой системе молодых провинций этого типа Западно-Африканская (рис. 45) занимает определенное место. На севере через щелочную провинцию Португалии она соединяется с Западно-Европейской, а на юге через кимберлитовую провинцию Южной Африки — с Восточно-Африканской щелочными провинциями. Важной минералогической особенностью ряда щелочных пород Западно-Африканской провинции является присутствие гаюина и

нозеана, которые содержатся в породах Канарских островов, о-вов Зеленого Мыса, архипелага Лос, вулканов Камерун, Этинде и др. По своей протяженности Западно-Африканская провинция примерно соответствует Восточно-Африканской, но по площади выходов щелочных пород значительно уступает ей, приближаясь к «амагматическим», точнее «слабоамагматическим» («сухие» — неудачный термин), рифтовым зонам.

2. В магматической истории Западно-Африканской провинции насчитываются три периода магматической деятельности: поздне-мезозойский, олигоцен-миоценовый и плиоцен-плейстоценовый. В ранний период сформировался латерально-синхронный ряд магматических комплексов: фельдшпатоидные сиениты массива Лос, кимберлиты Либерийской провинции, ийолиты Сьерра-Леоне, щелочные граниты Нигерии и Камеруна, нефелиновые сиениты и карбонатиты Анголы, дамаралендский и людерикский комплексы Намибии, кимберлитовый комплекс ЮАР. Оligоцен-миоценовый комплекс представлен породами фонолит-трахит-щелочнобазальтовой формации, в которой в количественном отношении резко преобладают щелочные базальты, а трахиты и фонолиты встречаются редко. В составе плиоцен-плейстоценового комплекса значительная роль принадлежит фонолитам, нефелинитам, щелочным базальтоидам, в том числе лейцитовым на о-вах Зеленого Мыса и в вулкане Камерун. Формирование вулканических комплексов происходило дискретно в периоды тектонических поднятий и усиления вулканической активности. С ними чередовались периоды опусканий и накопления осадочных отложений. В поздних комплексах наблюдаются увеличение объема щелочных пород и возрастание их щелочности.

3. В Западно-Африканской щелочной провинции щелочные комплексы располагаются в системах интракратонных рифтов, примыкающих к периконтинентальным рифтовым впадинам со стороны континента и стыкующихся или пересекающихся с ними. Такова структурная позиция ранних вулкано-плутонических комплексов фельдшпатоидных сиенитов массива Лос, щелочных гранитов Нигерии и Камеруна, нефелиновых сиенитов и карбонатитов Анголы, щелочных пород Намибии и кимберлитов ЮАР. Щелочные вулканические комплексы располагаются также на выступах фундамента внутри периконтинентальных рифтовых впадин, по их океанической периферии, или на перемычках между соседними впадинами. Таково положение вулканической провинции Дакара, о-вов Зеленого Мыса и Канарских.

4. По западной окраине Атлантического и по окраинам Индийского и Тихого океанов выделяется несколько периконтинентальных рифтовых зон, к которым тяготеет ряд молодых береговых и островных провинций: Уайт-Маунтин, Уачита, Фернанду-ди-Норонья, Бразильская, Триндади в Северной и Южной Америке; Западно-Антарктическая с о-вами Баллени и Скотта в Антарктиде и Кимберлейская в Австралии. Территориально они совпадают с необразованными пассивными окраинами атлантического ти-

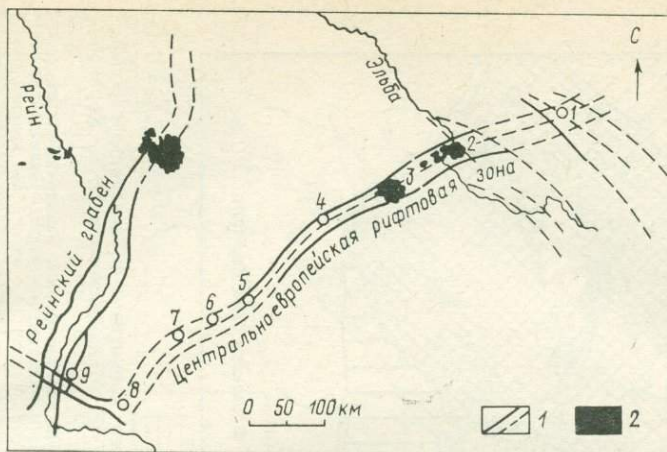


Рис. 46. Европейская рифтовая зона. По Л. Копецкому [82].

1 — главные рифтовые сбросы; 2 — щелочные вулканические породы.  
 Цифры на схеме: 1 — Нижняя Силезия, 2 — Чешское среднегорье, 3 — Дуповские горы, 4 — Фихтельgebirge, 5 — Нордлинген, 6 — Штейнгейм, 7 — Урах, 8 — Херау, 9 — Кайзерштуль.

па, специфический характер магматизма которых был замечен еще Ф. Бекке, выделившим петрографическую провинцию «атлантического» типа.

Альпийские геосинклинальные пояса представлены Средиземноморско-Индонезийским и Тихоокеанским поясами. К западной части Средиземноморско-Индонезийского пояса приурочены Западно-Европейская, известная Средиземноморская и Марокканская щелочные провинции. Западно-Европейская провинция располагается на краю герцинской платформы в форланде альпийской складчатой системы Средиземноморья примерно параллельно ее фронту. Западно-Европейская щелочная провинция (рис. 46) занимает как бы промежуточное положение между внутриконтинентальными и геосинклинальными щелочными провинциями. Примерно такая же позиция у Марокканской щелочной провинции, тяготеющей к южному платформенному обрамлению альпийской складчатой системы. Западно-Европейская щелочная провинция (рис. 47) в районах Рейнского и Ронского сегментов пересекается с Рейнско-Ливийской рифтовой системой.

Средиземноморская щелочная провинция приурочена к выступам жесткого фундамента на юге Испании, к герцинскому массиву о-вов Корсика и Сардиния и юга Италии. В районах Сардинского и Сицилийско-Тунисского сегментов Средиземноморская щелочная провинция пересекается с Рейнско-Ливийской рифтовой системой. Азиатское продолжение европейских щелочных провинций представляет Турецкая щелочная провинция. Восточнее ее в пределах Средиземноморско-Индонезийского пояса располагаются Армянская, Афганская, Пакистанская, Памирская, Куньлунская и Индокитайская провинции, образующие Южно-Азиатскую зону щелоч-

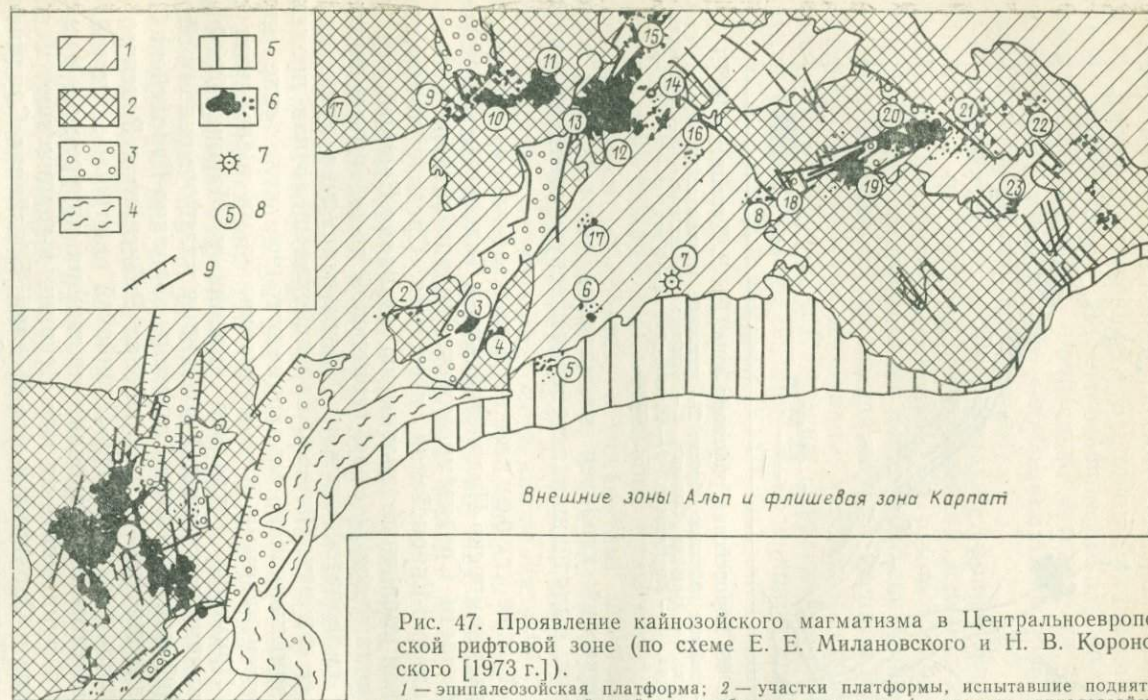


Рис. 47. Проявление кайнозойского магматизма в Центральноевропейской рифтовой зоне (по схеме Е. Е. Милановского и Н. В. Короновского [1973 г.]).

1 — эпипалеозойская платформа; 2 — участки платформы, испытавшие поднятия; 3 — наложенные кайнозойские грабены и впадины; 4 — участки эпипалеозойской платформы, испытавшие альпийскую складчатость; 5 — альпийский краевой прогиб; 6 — олигоцен-четвертичные вулканы; 7 — четвертичный вулкан; 8 — вулканические поля и области: 1 — Центральнофранцузская; 2—8 — Южно-Рейнская (2 — Вогезы, 3 — Кайзерштуль, 4 — Шварцвальд, 5 — Хегау, 6 — Урах, 7 — Нордлинген, 8 — Фихтельгебирге; 9—17 — Северо-Рейнская (9 — Эйфель, 10 — Лаахер, 11 — Зибенгебирге, 12 — Вестервальд, 13 — Фогельсберг, 14 — Рен, 15 — Гессен, 16 — Оденвальд, 17 — Катценбукель); 18—23 — Чешско-Силезская (18 — Чех, 19 — Дуповские горы, 20 — Чешское среднегорье, 21 — Лаузиц, 22 — Силезия, 23 — Низки Жесеник); 9 — разломы и сбросы.

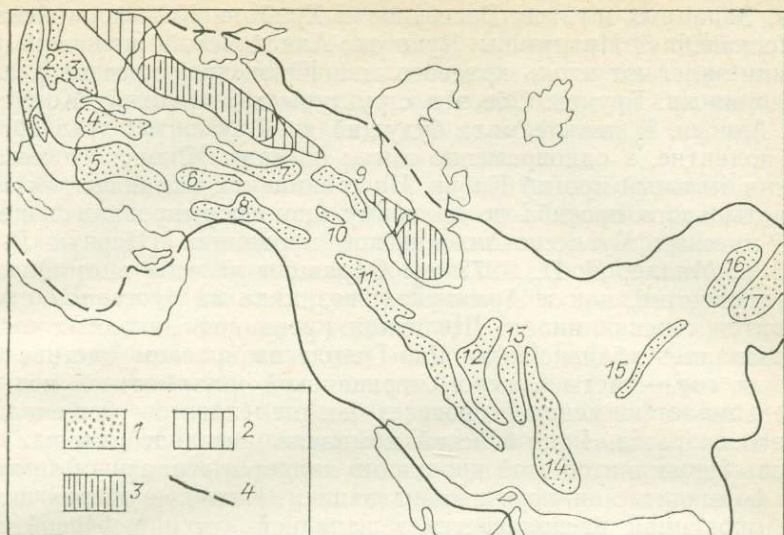


Рис. 48. Схема расположения срединных массивов в Средиземноморском поясе. По В. И. Славину [59].

1, 2 — срединные массивы: 1 — южной полосы, 2 — северной полосы; 3 — впадины с корой океанического типа; 4 — контур Средиземноморского пояса.

Массивы (цифры на схеме): 1 — Пелагонийский, 2 — Македонский, 3 — Родопский, 4 — Галатский, 5 — Мендересский, 6 — Киршехирский, 7 — Понтийский, 8 — Восточно-Таврский, 9 — Закавказский, 10 — Алабадский, 11 — Центральноиранский, 12 — Поште-Бадамский, 13 — Табасский, 14 — Лутский, 15 — Шахристанский, 16 — Нуристанский, 17 — Хиндурадзский.

ных провинций. Почти все эти провинции тяготеют к срединным массивам (рис. 48): Мендересскому, Киршехирскому, Закавказскому, Центральноиранскому и др. [59]. В пределах срединных массивов щелочной магматизм контролируется частными рифтовыми обстановками.

Таким образом, в Средиземноморско-Индонезийском поясе роль срединных массивов особенно значительна. Индонезийская, или Ява-Соломонова, островная ветвь Южно-Азиатской щелочной провинции начинается на о. Ява и островах, обрамляющих море Банда с востока (дуга Банда), продолжается на о-вах Новая Гвинея, Новая Ирландия и Соломоновых. В тыловой и континентальной зонах Тихоокеанского геосинклинального пояса находится Восточно-Азиатская зона щелочных провинций, объединяющая (с севера на юг) Чукотскую, Западно-Камчатскую, Приохотскую, Западно-Сахалинскую, Северо-Манчжурскую, Забайкальскую, Уссурийскую, Даригангскую, Северо-Китайскую, Шаньсийскую и Тайваньскую щелочные провинции. Их тектоническое положение, по-видимому, контролируется зонами тектоно-магматической активизации и рифтогенеза. Причем Забайкальская и Шаньсийская провинции сопряжены с Байкальской и Фэнвейской рифтовыми зонами.

В Северной Америке с Тихоокеанским геосинклинальным поясом связаны такие щелочные провинции, как Чукотско-Аляскин-

ская, Западных штатов, Бассейнов и Хребтов, Калифорнийская и Мексиканская. Интрузивы Чукотско-Аляскинской щелочной провинции залегают вдоль краевого шва Юконского массива и антиклинория хр. Брукса. Обе эти структуры принадлежат Кордильерам Аляски. В начале мела будущий хр. Брукса испытал орогенное поднятие, а одновременно с ним по краю Юконского массива возник тыльный прогиб Кобук. На границе воздымающегося хребта и тыльного прогиба по краевому шву сформировались щелочные массивы Чукотско-Аляскинской провинции [Перчук Л. Л., 1963 г.; Миллер Т. П., 1972 г.]. Обращает на себя внимание, что эта провинция, как и Армянская, возникла на *орогенной* стадии развития геосинклинали. Щелочная провинция Западных штатов образовалась вблизи рифта Рио-Гранде на краевом массиве Скалистых гор — части Северо-Американской платформы, испытавшей эпиплатформенный орогенез позднемелового — раннепалеогенового возраста. Роки-бойский комплекс псевдолейцитовых сленитов — шонкинитов этой провинции является эталонным комплексом формации с аналогичным названием. Калифорнийская щелочная провинция располагается в западной части рифтовой зоны Провинции Бассейнов и Хребтов.

### 3. Тектоническое положение молодых щелочных провинций океанов

Внутриплитные поднятия. В западной части Тихого океана выделяются три эшелонированно расположенных зоны щелочных провинций: Полинезийская, Микронезийская и Меланезийская, из которых две первые относятся к глыбовым океаническим хребтам. Степень геологической изученности западнотихоокеанских провинций колеблется от хорошей (Гавайские, Маркизские острова) до незначительной (о-ва Эллис, Гилберта, Маршалловы и др.). В Полинезийской зоне Гавайские острова (общей протяженностью около 3000 км) представляют собой линейную гряду подводных и надводных вулканов, объединенную общим подножием в форме пологого вала. По данным Г. Макдональда [1961 г.], наблюдается общее «омоложение» возраста вулканических построек Гавайских островов от позднего мела на крайнем северо-западе пояса до современного в районе о. Гавайи. Сторонники «тектоники плит» трактуют этот факт как результат движения Западно-Тихоокеанской плиты в северо-западном направлении. Как показал Д. Вуллард [1963 г.], Гавайское, как и другие внутриплитные поднятия, характеризуется резко увеличенной мощностью коры по сравнению с океаническими плитами главным образом за счет увеличения мощности второго, или «базальтового», слоя, что резко отличает эти поднятия от срединно-океанических рифтов. В истории становления Гавайских островов Г. Стирнсом [1946 г.] намечено восемь стадий развития (щитовых вулканов, кальдерная, погружения, эрозии, воздымания и т. д.). К северу от Гавайских островов в пределах Полинезийской зоны расположена провинция Северо-Западного хребта (Императорских гор), а к югу —

щелочная провинция о-вов Лайн. К юго-востоку от о-вов Лайн расположены о-ва Общества, Туамоту и Маркизские, образующие южное продолжение Полинезийской зоны щелочных провинций. Все они характеризуются такими же особенностями строения, как и Гавайские острова, включая миграцию вулканизма вдоль островной цепи в направлении с севера на юг.

Микронезийская зона щелочных провинций протягивается в северо-западном направлении от Каролинских островов на севере до о. Бас на юге. К Меланезийской зоне щелочных провинций принадлежит группа небольших островков, образующих северное ожерелье о. Новая Ирландия, и часть Соломоновых островов. Натриевые комплексы щелочных пород этой узкой зоны по своему составу близки щелочным комплексам Полинезийской и Микронезийской зон и существенно отличаются от калиевых комплексов Ява-Соломоновой зоны. По-видимому, здесь проходит западная граница обширной области развития западнотихоокеанских щелочных провинций натриевого типа, ассоциирующих с внутриплитными океаническими поднятиями. В Индийском океане к щелочным провинциям внутриплитных океанических поднятий можно отнести провинции Маскаренских островов и Кергелен-Хердскую.

Срединно-океанические рифтовые пояса — тектонические своды шириной от сотен километров до 1000—4000 км, осложненные осевыми грабенами [3]. Они характеризуются высокими значениями теплового потока, повышенной сейсмичностью, разуплотненностью верхней мантии в пределах гребня поднятия и другими признаками. Срединно-океанические рифты океанов являются гомологами материковых рифтовых зон типа Восточно-Африканской. В Атлантическом океане к Северо-Атлантическому хребту тяготеют щелочные провинции Исландии и Азорских островов. Исландия представляет собой крупный выступ на пересечении обширного океанического плато с Атлантическим срединно-океаническим хребтом. Она может рассматриваться как часть хребта, поднятая над уровнем моря. В центральной части Исландия рассечена рифтовой зоной шириной от 120 до 250 км. Субширотная цепь Азорских островов маркирует собой вершины подводного хребта длиной около 700 км. Эти острова расположены западнее и в основном восточнее оси Атлантического срединно-океанического хребта, с которым этот подводный хребет пересекается.

Щелочные провинции островов Южной Атлантики (Вознесения, Тристан-да-Кунья, Гоф, Буве) еще Т. Бартом [1961 г.] были выделены в автономную Южно-Атлантическую провинцию. О. Буве располагается в осевой зоне Атлантического срединно-океанического хребта, о. Вознесения — в 170 км западнее осевой зоны, о-ва Тристан-да-Кунья — примерно в 500 км восточнее этой зоны, о. Гоф — в 750 км восточнее, а о. Святой Елены наиболее удален от осевой зоны Южно-Атлантического хребта — находится на расстоянии около 1000 км на его восточном фланге. В Индийском океане к Западно-Индийскому хребту тяготеют о-ва Принс-Эдуард, к Аравийско-Индийскому хребту — о. Родригес, к Центральноин-

дийскому хребту — о-ва Амстердам и Сен-Поль. В Тихом океане к Восточно-Тихоокеанскому поднятию приурочены щелочные провинции о-вов Пасхи, Клиппертон и Ревилья-Хихедо.

Общий анализ тектонического положения молодых щелочных провинций позволяет прийти к следующим выводам.

1. Восточно-Африканская внутриконтинентальная рифтовая зона является замечательным примером «магматических» рифтовых зон. История магматических событий в ней имела более продолжительный характер (около 50—0 млн. лет), чем процесс собственного рифтообразования (15—0 млн. лет) [17]. При этом одна часть ряда магматических комплексов сформировалась в предрифтовую, а другая — в рифтовую стадию. Предрифтовые магматические комплексы имели более широкий ареал распространения, чем будущая зона рифтообразования; рифтовые комплексы концентрируются в самой рифтовой зоне и на ее плечах. В других периконтинентальных и внутриплатформенных рифтовых зонах магматизм носил более ограниченный характер или вообще не проявлялся. Даже в самой Восточно-Африканской зоне магматизм в северном, Эфиопском, рифте выражен более интенсивно, чем в южном, Кенийском. В целом внутриконтинентальные рифты по сравнению с океаническими являются скорее «слабомагматическими».

2. Западно-Африканская периконтинентальная рифтовая зона также является примером «слабомагматических» зон. В истории ее становления насчитываются три периода магматической активности, сопряженных с периодами тектонических поднятий, чередовавшихся с периодами опусканий и накопления осадков. Магматические комплексы Западно-Африканской провинции концентрировались главным образом по континентальным, реже по океаническим краям рифтовых впадин, в выступах фундамента (внутри них или на перемычках фундамента между ними).

В других периконтинентальных рифтовых зонах, принадлежащих также к числу «слабомагматических», магматические события носили сходный характер. Периконтинентальные рифтовые зоны довольно отчетливо приурочены к окраинам атлантического типа, где континентальная кора переходит в океаническую. В их строении хорошо различаются внешнее и внутреннее крылья. Первое из них располагается под шельфом и характеризуется континентальным типом строения коры, а второе находится под континентальным подножием и обладает океаническим типом строения. Естественная граница между океанической и континентальной корой проходит по континентальному уступу, отделяющему область шельфа от континентального склона. На глубине эта граница маркируется осевой зоной захороненного грабена-рифта. Глубинное строение этого важного стыкового элемента, разделяющего два различных типа земной коры, в настоящее время еще не выяснено, хотя и представляет исключительный интерес. Во всяком случае, если раньше в переходной коре окраин атлантического типа гранитный слой рисовался в виде выклинивающейся апофизы, то на современных разрезах оба типа коры разделяются зоной, напоминающей

гигантскую клавишную флексуру, усложненную дизъюнктивными нарушениями. Очень вероятно, что система этих нарушений представляет собой выход на поверхность краевого шва, отделяющего рифт от платформы.

По магнитным и гравиметрическим данным окраины атлантического типа обладают особым глубинным строением, отличным от строения континентов и океанов. Тепловой же поток здесь относительно однороден и близок по своему значению к среднему тепловому потоку на платформах.

3. В тектоническом контроле щелочного магматизма Средиземноморско-Индонезийского геосинклинального пояса значительная роль отводится срединным массивам, весьма характерным для межконтинентальных геосинклинальных поясов, закладывающихся на континентальной коре [59, 63]. В пределах срединных массивов щелочной магматизм определялся частными рифтовыми обстановками. В Тихоокеанском окраинно-геосинклинальном поясе щелочные провинции располагаются в зоне сочленения складчатых сооружений с платформами в тылу активной окраины. Процесс их образования происходил одновременно с эпиплатформенным орогенезом и рифтогенезом. Особенно показательны в этом отношении североамериканские щелочные провинции. Срединные массивы обладают континентальным типом строения земной коры, однако их мощность, как и мощность платформенной коры, несколько понижена по сравнению с геосинклинальной. Особенностью срединных массивов является наличие положительных аномалий силы тяжести, геологическая природа которых еще точно не определена. В пределах современных срединных массивов устанавливаются повышенные значения теплового потока и неглубокий характер залегающего слоя повышенной электропроводности, что, по-видимому, свидетельствует о локальных выступах астеносферы.

4. Внутриплитные поднятия, контролирующие определенную часть щелочных океанических провинций, с нашей точки зрения, принадлежат к классу рифтогенных структур ярко выраженного «магматического» типа. Их линейный характер, развитый магматизм и наличие коры повышенной мощности указывают на достаточную зрелость этих структур. Щелочной магматизм в них проявился спорадически, причем на заключительных стадиях развития. Определяющей особенностью становления внутриплитных поднятий является линейно направленная миграция вулканизма во времени и в пространстве.

5. Срединно-океанические хребты контролируют значительную часть щелочных провинций, располагающихся как в осевой зоне этих хребтов, так и на их флангах, на пересечении срединно-океанических хребтов с трансформными разломами. Как и во внутриплитных поднятиях, на срединно-океанических хребтах щелочной магматизм исключительно редок и имеет место лишь в отдельных узлах этих протяженных структур. Подобно внутриплитным поднятиям щелочной магматизм знаменовал поздние стадии развития этих структур.

6. В целом океанические рифты являются типичными «магматическими», точнее «базальтовыми», а континентальные скорее «слабомагматическими», за исключением, пожалуй, Восточно-Африканского рифта. Щелочной магматизм носил спорадический характер как в континентальных, так и в океанических рифтах, но в континентальных он проявлен шире и мощнее, чем в океанических. На континентах зоны щелочных провинций значительно протяженнее.

#### 4. Тектоническое положение древних щелочных провинций континентов

**Группа щелочных ультрамафитов и габброидов.** Крупнейшие комплексы щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами (ковдорский, гулинский, томторский, якупирангский, зимбабвийский) образовались по периферии платформ, а небольшие по размерам (кокшаровский, красномайский и др.) — в геосинклиналях и орогенах.

На краю Балтийского щита в форланде Скандинавской складчатой системы сформировался ковдорский комплекс. В окраинных частях платформ на границах с геосинклиналями может сложиться такая обстановка, когда поднятия и последующая эрозия уничтожат осадочный чехол и обнажат древний фундамент и краевой шов платформы. При этом могут обнажиться щелочные породы, приуроченные к разломам, опережающим краевой шов. В подобной тектонической обстановке залегают фанерозойские щелочные комплексы Кольско-Скандинавской провинции. Здесь почти параллельно краевому шву, отделяющему складчатые структуры каледонид от окраинных частей Балтийского щита, протягивается Северо-Восточная тектоническая зона [27], в которой локализуется ковдорский комплекс (рис. 49). К северной периферии Сибирской платформы — к границе с Енисей-Хатангским авлакогеном — приурочен гулинский комплекс Маймеча-Котуйской провинции. Массивы этого комплекса располагаются в трех линейных зонах северо-восточного простирания, ориентированных параллельно краевому шву авлакогена. Восточнее в сходной тектонической обстановке на окраине Анабарского массива сформировался томтарский комплекс щелочноультраосновных пород с карбонатитами, приуроченный к Уджинскому авлакогену. В тесной связи с Днепровско-Донецким авлакогеном образовались щелочноультраосновные и щелочнобазальтоидные комплексы на южной окраине Русской плиты.

Многие геосинклинальные комплексы щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами тяготеют к срединным массивам. Это красномайский (Кокчетавский массив), палаборский (Трансваальский массив) и другие комплексы. Несколько необычную тектоническую позицию занимает кокшаровский комплекс.

Большинство комплексов формации нефелиновых сиенитов — габбро (горячегорский, сайженский, чикский, омолонский и др.) представляют собой геосинклинальные образования. Исключение среди них составляет монтеригианский комплекс,

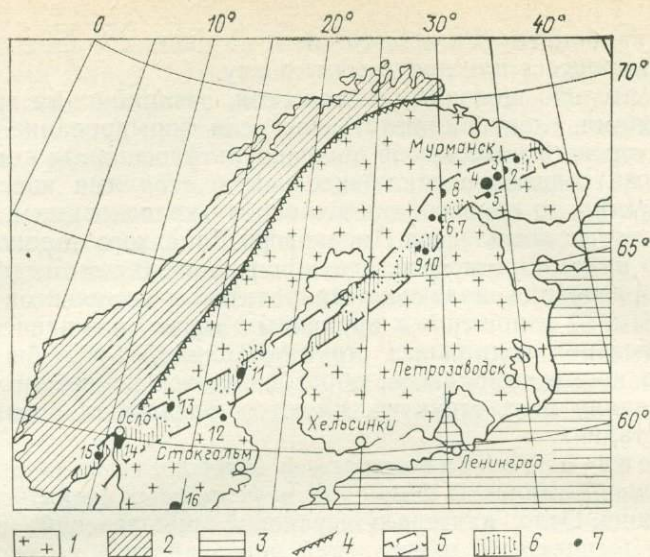


Рис. 49. Северо-восточная тектоническая зона Фенноскандии. По А. А. Кухаренко [27].

1 — архейско-протерозойский фундамент Балтийского щита; 2 — каледониды; 3 — палеозой Русской платформы; 4 — краевой шов; 5 — Северо-Восточная тектоническая зона; 6 — участки повышенной сейсмичности; 7 — щелочные массивы (1 — Контозерский, 2 — Кургинский, 3 — Ловозерский, 4 — Хибинский, 5 — Хабозерский, 6 — Vuorijärvinen, 7 — Саллаплатвинский, 8 — Ковдорский, 9, 10 — Куусамо-Инваара, 11 — Альнё, 12 — Альмунге, 13 — Сёрна, 14 — район Осло, 15 — Фен, 16 — Норра-Керр).

сформировавшийся на Канадском щите в связи с рифтовой системой р. Св. Лаврентия и, возможно, горячегорский комплекс, возникший во время герцинской активизации молодой каледонской платформы Кузнецкого Алатау. Чикский и омонский комплексы образовались на Сангиленском и Омолонском срединных массивах. Что касается времени формирования комплексов щелочных и ультраосновных пород по отношению к временному ряду соседних геосинклинальных магматических формаций, то, по В. Н. Москалевой и Е. Т. Шаталову [1974 г.], их образование совпадает с заключительными этапами геосинклинального процесса. Но есть исключения. Так, время формирования ковдорского комплекса (590—330 млн. лет) [21] соответствует не поздним, а ранним и средним этапам развития Скандинавской складчатой системы, где главной фазой складчатости во внутренней области является таконская (440 млн. лет), а во внешней — послесреднедевонская [Обуэн Ж., 1967 г.]. Ковдорский комплекс по времени образования и по тектоническому положению представляет собой как бы платформенный аналог альпинотипных ультрамафитов, возникающих на ранних этапах геосинклинального развития по краевым швам геосинклиналей. Пример ковдорского комплекса свидетельствует, что образование комплексов щелочных и ультраосновных

пород с карбонатитами происходит и на ранних этапах геосинклинального процесса или предшествует ему.

Относительно щелочных комплексов, возникших на границах с авлакогенами, следует отметить, что если формирование гулинско-го и томторского комплексов щелочноультраосновных пород с карбонатитами совпало с заключительными стадиями консолидации этих структур, то образование щелочноультраосновных и щелочно-базальтоидных комплексов Днепровско-Донецкого авлакогена происходило на ранних стадиях его зарождения. В целом, анализируя время образования щелочноультрабазитовых комплексов на краях платформ и их отношение к временным рядам магматических формаций соседних подвижных структур, нам хотелось бы подчеркнуть, что кроме комплексов, образовавшихся на поздних стадиях формирования этих структур, имеются комплексы, возникшие на ранних стадиях.

Группа нефелиновых сиенитов — сиенитов. Крупнейшие комплексы *формации нефелиновых сиенитов* — сиенитов (района Осло, кангердлугсуакский, приазовский) и ряд небольших (египетский, пхенганский, шаньсийский) по своему происхождению являются платформенными. Подобно ковдорскому комплексу щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами, пермский комплекс района Осло располагается в форланде скандинавских каледонид. Его образование соответствует позднему этапу формирования Скандинавской складчатой системы [Обуэн Ж., 1967 г.] и приурочено к рифтогенной структуре — грабену района Осло. Кангердлугсуакский эоценовый комплекс сформировался в связи с мел-палеогеновой периконтинентальной рифтовой зоной восточной окраины Гренландского щита. Египетский мел-палеогеновый комплекс приурочен к юго-западному флангу рифтовой структуры Красного моря [58]. Образование пхенганского триасового комплекса можно связать с поздней историей становления Пхеннамского авлакогена [Масайтис В. Л., 1964 г.], а возникновение шаньсийского неоген-четвертичного комплекса — с новейшей активизацией западного края Китайской платформы и с рифтовой системой Фэнвей [Хаин В. Е., 1984 г.].

Формация нефелиновых сиенитов — сиенитов с карбонатитами представлена главным образом платформенными комплексами: провинции Чилва, амба-донгарским, колдуэллским, ангольским, приатлантическим, греннедаль-икским и др. Кохатский эоценовый комплекс в Пакистане образовался на Хиндураджемском срединном массиве [59]. Его эффузивным аналогом, по-видимому, является ханнешинский фонолит-карбонатитовый комплекс Афганистана, сформировавшийся на Шахристанском срединном массиве в плиоцен-раннечетвертичное время. Тектоническое положение ряда других комплексов и массивов данной формации (например, Луэшко-го массива) еще не вполне выяснено.

Малавийский комплекс провинции Чилва [Главнейшие провинции..., 1974 г.] залегает в области Восточно-Африканской рифтовой системы, но образовался он раньше (138—116 млн. лет), чем

разломы этой системы, и относится к эпохе мощного траппового магматизма Карру, захватившего также территорию Малави. Амба-донгарский комплекс располагается на краю Индийской платформы в молодой рифтовой зоне Нармада-Сон, рассекающей поле деканских траппов. По сравнению с палеоценовыми траппами (64—43 млн. лет) возраст комплекса более молодой (38 млн. лет). Колдуэллский комплекс (1225—1065 млн. лет) сформировался на Северо-Американской платформе в тесной связи с авлакогеном Кьюиноу и с трапповым магматизмом серии Кьюиноу, интрузивные члены которой представлены лополитами Дулут и Седбери. В целом обращает на себя внимание, что три платформенных комплекса рассматриваемой формации, для которых имеются данные об их тектонической позиции, характеризуются сходством этой позиции, а также пространственной и временной связью с трапповым магматизмом.

Большинство комплексов формации сиенитов — миаскитовых нефелиновых сиенитов: ильмено-вишневогорский, восточнотувинский, северомонгольский и др. — имеют геосинклинальное происхождение, тогда как сьерра-де-мончикский принадлежит к числу платформенных. Ильмено-вишневогорский комплекс формировался в орогенную стадию развития Уральской геосинклинали на Ильменогорском поднятии, представляющем, по мнению В. Е. Хаина [1977 г.], реликтовый срединный массив, переработанный магматическими процессами раннедокембрийского возраста. В условиях Сангиленского срединного массива и выступах древнего фундамента образовался комплекс мельтейгит-уртитов, ювитов и геденбергитовых фойяитов Восточной Тувы и Северной Монголии [Яшина Р. М., 1982 г.]. Мел-палеоценовый сьерра-демончикский комплекс классических фойяитов возник на краю герцинской платформы, по-видимому, в связи с молодым Лузитанским периконтинентальным прогибом.

Формация псевдолейцитовых сиенитов. Тектоническая обстановка формирования замечательного сыннырского комплекса изучена еще не в полной мере. Значительно большая ясность в этом вопросе имеет место для тежсарского, кзыл-омпульского, дункельдыкского, чукотско-аляскинского, ишимского и других комплексов данной формации, отчетливо тяготеющих к срединным массивам. Тежсарский палеогеновый комплекс сформировался на Армянском срединном массиве в орогенную стадию развития Кавказской альпийской геосинклинали, кзыл-омпульский пермский комплекс — на Улуту — Тянь-Шаньском массиве тоже в орогенную стадию геосинклинального развития (рис. 50), дункельдыкский неогеновый комплекс — на Хиндураджском срединном массиве Средиземноморско-Индонезийского альпийского пояса [59]. Ишимский девонский комплекс является типичным геосинклинальным образованием. Он залегает непосредственно на складчатых сланцах ордовика, под которыми можно подозревать наличие блоков древнего фундамента Кокчетавско-Муонкумского срединного массива [52]. В своем развитии ишимский комплекс

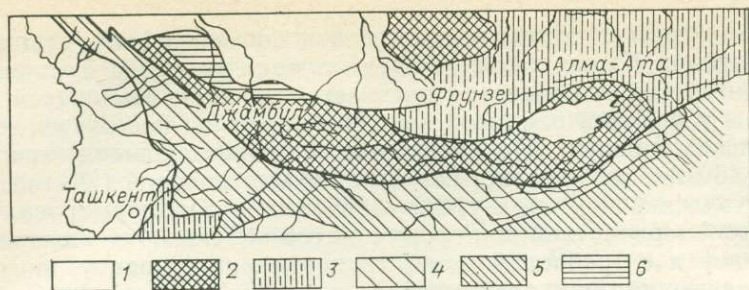


Рис. 50. Схема структурно-фациальных зон варисского подвижного пояса для северной части Средней Азии. По В. А. Николаеву [53].

1 — четвертичные, третичные, меловые и юрские образования; 2 — Улутау — Тянь-Шаньская срединная масса; 3 — поздние геосинклинальные варисские прогибы (Кураминская и Чу-Илийская зоны); 4 — краевой (периферический) геосинклинальный варисский прогиб (Чаткальско-Нарынская зона); 5 — внутренняя зона Тянь-Шаньской варисской геосинклинали (Фергано-Кокшаальская зона); 6 — поздние варисские депрессии.

связан с орогенным периодом развития каледонской складчатой зоны.

Формация сиенитов — агпайтовых и миаскитовых нефелиновых сиенитов (южногренландского типа) представлена платформенными комплексами: гардарским, лосским и пилансбергским. Классический гардарский комплекс (1250—1150 млн. лет) сформировался в Гардарской палеорифтовой зоне [67] на краю Северо-Американской платформы одновременно с гренвилем тектогенезом в Восточно-Гренландско-Аппалачском складчатом поясе. Общая обстановка образования этого комплекса напоминает тектоническую обстановку становления колдуэлльского комплекса, включая интенсивный трапповый магматизм, предварявший его образование. Реконструкция палеотектонической обстановки формирования пилансбергского комплекса (1250 млн. лет) [67] достаточно сложна. Он сформировался на Южно-Африканском кратоне, точнее на одном из его древних «ядер» — Трансваальском массиве (3,4—3,0 млрд. лет), примерно одновременно с гардарским комплексом Южной Гренландии.

Все крупнейшие комплексы формации агпайтовых нефелиновых сиенитов: хибино-ловозерский, посос-декальдасский, заангарский, как и комплексы вышеописанной формации, типичные платформенные. Посос-декальдасский комплекс (85—45 млн. лет) [50] залегает во внутриконтинентальной рифтовой зоне по периферии Восточно-Бразильского щита на границе с Южно-Американской периконтинентальной рифтовой системой. Его формированию предшествовали мощный трапповый магматизм (поздняя юра — ранний мел) и образование якупирангского комплекса щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами (145—120 млн. лет). Хибино-ловозерский комплекс, подобно ковдорскому и другим фанерозойским комплексам Кольско-Скандинавской провинции, залегает в форланде скандинавских каледонид — в Северо-Восточной палеорифтовой зоне (см. рис. 49). Вре-

мя его формирования (290 млн. лет), как и комплекса района Осло, совпадает с поздними этапами развития Скандинавской складчатой системы [6, 9].

**Группа формаций щелочных гранитов.** Большинство самых крупных в мире по размерам и по региональной протяженности щелочногранитных комплексов сформировались в платформенных условиях (нигерский, северонигерийский, камерунский, дамаралендский, уайт-маунтинский и др.). Детальная тектоническая обстановка образования ряда комплексов, в том числе таких крупных, как хан-богдинский, ахаггарский, северонигерийский и др., в настоящее время не особенно ясна, но для других она достаточно определена. Платформенный камерунский палеогеновый комплекс щелочных гранитов сформировался на границе с авлакогеном Бенуэ, заложение которого произошло в раннем мелу. Платформенный дамаралендский юрско-меловой комплекс образовался в частично эродированной рифтовой зоне. В настоящее время с большой долей уверенности можно предполагать, что цепочки массивов северонигерийского, ахаггарского и других комплексов, залегающих в древнем фундаменте, маркируют эродированные авлакогены, рифты или вулканогенные пояса и являются объективными признаками наличия рифтогенных структур. По аналогии с «вулканогенными» (по Л. И. Красному [1972 г.]) их можно назвать «плутогенными поясами».

Наряду с платформенными комплексами в связи с протоавлакогенными и геосинклинальными режимами возникали, по-видимому, даже более многочисленные крупные и мелкие щелочногранитные комплексы Кольского полуострова, Казахстана, Саян, Монголии и других мест типа кейвского, горноалтайского, нумургинского, керегетас-эспинского и др. По времени образования они обычно рассматриваются как магматические продукты позднеконсолидационной стадии, следующие за аляскитовой формацией. Вместе с тем сейчас появились данные, что некоторые из этих комплексов связаны с постконсолидационной активизацией складчатых областей, по существу, молодых платформ и, следовательно, представляют собой не геосинклинальные, а субплатформенные или платформенные образования. Так, массивы кейвского комплекса обнаруживают отчетливую зависимость от формы краевого шва и зоны контакта Кейвской и Имандра-Варзугской впадин с архейским ложем. Тектоническая природа этих впадин спорна: одни исследователи считают их заключительными орогенными структурами карелид, другие склоняются к мнению об их субплатформенном характере. По В. Е. Хайну [63], эти впадины являются протоавлакогенами. Внедрение щелочных гранитов происходило на поздних этапах развития Кейвской и Имандра-Варзугской структур.

**Группа формаций щелочных ультрамафитов калиевого ряда.** Формация псевдолейцитовых сиенитов — шонкинитов представлена геосинклинальными роки-бойским, западноталасским, кольбашиным и другими комплексами. Роки-бойский позднемеловой — эоценовый комплекс Монтаны образовался на краевом массиве

Восточных Скалистых гор — части Северо-Американской платформы, испытавшей эпиплатформенный орогенез позднемелового — раннепалеогенового периодов вместе с примыкающей к ней эвгеосинклинальной зоной Кордильер [63]. Западноталасский и кольбашинский комплексы тяготеют к Центральнокзахстанско-Северо-Тянь-Шаньскому или Кокчетав-Муюнкумскому срединному массиву [59]. Обращает на себя внимание, что время образования этих комплексов обычно отвечает самым поздним этапам магматического процесса соответствующих тектонических структур.

В целом оценка тектонического положения древних щелочных провинций континентов позволяет прийти к следующим выводам.

1. Большинство *крупных* — около  $2/3$  из общего числа рассмотренных отечественных и зарубежных щелочных, особенно ультращелочных и богатых характерными элементами-примесями, комплексов и массивов (Нордмаркенский — 200, Хибинский — 1327, Кангердлугсуакский — 855, Посос-де-Кальдасский — 800, Лаурвикский — 600, Ловозерский — 587, Пилансбергский — 570, Италийя — 300 км<sup>2</sup> и др.) сформировались в платформенных условиях, а большинство *мелких*, менее щелочных и бедных микроэлементами — в геосинклинальных и в орогенных (на срединных массивах, которые характеризуются корой платформенного типа). Все это подтверждает мнение о том, что щелочной магматизм представляет собой существенно платформенное явление, в противоположность гранитному магматизму — явлению существенно геосинклинальному. Можно считать, что на уровне крупных структур типа «платформа—геосинклиналь—ороген» тектонический контроль щелочного магматизма — достаточно полный и тектонический признак — должен быть использован в классификационных целях [Орлова М. П., 1978 г.]. Изложенное позволяет заключить, что общий уровень щелочного магмообразования, по-видимому, отвечает тем глубинам, которые ответственны за различия в ходе тектонического развития платформ и геосинклиналей, т. е. соответствует верхней мантии. Статистически подтверждается известная закономерность о тяготении щелочных комплексов к краевым частям платформ.

2. На континентах древние щелочные провинции с точки зрения тектонической обстановки располагаются: а) на краю платформы на границе со складчатой системой; б) на краю платформы на границе с авлакогеном; в) в рамках складчатой системы на срединном массиве; г) в рамках геосинклинальной системы на складчатом основании.

3. Ряд древних щелочных провинций располагается на краях платформ по границам со складчатыми системами. Примером является Кольско-Скандинавская провинция, которая находится в форланде скандинавских каледонид в рамках Северо-Восточной палеорифтовой системы. Последняя протягивается примерно параллельно краевому шву, отделяющему скандинавские каледониды от окраинных частей Балтийского щита. Кольско-Скандинавская провинция объединяет ковдорский комплекс щелочных и

ультраосновных пород с карбонатитами, комплекс Осло нефелиновых сиенитов — сиенитов, хибино-ловозерский комплекс агпаитовых нефелиновых сиенитов и др. Похожей тектонической обстановкой характеризуется известный гардарский комплекс, образовавшийся на краю Северо-Американской платформы и гренвильского Восточно-Гренландско-Аппалачского складчатого пояса.

По геофизическим данным во время геосинклинального и особенно орогенного режимов развития складчатые области характеризуются резко повышенными тепловыми потоками. Сейчас мы еще мало знаем о распределении аномалий теплового поля в этих областях, однако Г. Д. Ажгирей [1952 г.] отмечает, что имеется «группа очень важных фактов, основанных на наблюдениях на Кавказе, Гималаях и в Альпах, которые позволяют утверждать, что тепловой поток движется в главной своей части внутри кристаллических пород, составляющих борта геосинклинальной впадины...», т. е. по зонам форланда и по зонам краевых швов. В этой связи еще раз отметим вывод Л. С. Бородина и Э. Н. Лишневского [4] о приуроченности щелочных комплексов к глубинным флексурам. Поскольку наиболее интенсивный тепловой поток в складчатых областях приходится на орогенный этап развития и кульминация щелочного магматизма характерна для этого этапа, можно сделать вывод, что «пик» щелочного магматизма совпадает с «пиком» тепловой активности не только во времени, но и в пространстве.

4. Ряд древних щелочных провинций располагается на границах с авлакогенами. Таких примеров довольно много начиная от проторифтового периода и кончая современным. С поздними стадиями становления Кейвского и Имандра-Варзугского протоавлакогенов связывается история образования крупнейшего в мире кейвского комплекса щелочных гранитов. С проторифтами или с протоавлакогеосинклиналями (термин Г. П. Леонова и Е. Е. Милановского [50]) совпадает важный в истории Земли период щелочногранитного магматизма с возрастом около 2 млрд. лет [37]. На границе с рифейскими авлакогенами сформировались крупнейшие пилансбергский и колдуэллский комплексы группы нефелиновых сиенитов — сиенитов. В палеозое и мезозое с ранними стадиями развития Днепровско-Донецкого авлакогена связано образование вулканического комплекса щелочных ультрабазитов, а с поздними стадиями развития Енисей-Хатангского и Уджинского авлакогенов — гулинского и томторского комплексов щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами.

Определенный интерес представляют нефелиновые и щелочные сиениты Северной Кореи, расположенные на северном фланге Пхеннамского авлакогена. Довольно отчетливо пространственная и временная связь щелочных комплексов с авлакогенами проявляется в Западной Африке. С современным авлакогеном Бенуэ ассоциируют щелочногранитные комплексы Северной Нигерии и Камеруна, причем, если северонигерийский комплекс соответствует ранним, то камерунский — поздним стадиям развития этой текто-

нической структуры. По А. А. Богданову, авлакогены являются слепыми выростами геосинклинальных поясов, соединяющими звеньями таких поясов или бороздовыми впадинами, параллельными этим поясам. По Е. Е. Милановскому и другим исследователям, авлакогены генетически связаны с геосинклиналями.

Для знакомства с тектоносферой авлакогенов рассмотрим глубинное строение Днепровско-Донецкого авлакогена, закончившего цикл авлакогенного развития в палеозое, и авлакогена Бенуэ, переживающего этот цикл в наши дни. Глубинное строение Днепровско-Донецкого авлакогена характеризуется континентальным типом земной коры. В отличие от крыльев кора под ним несколько утонена за счет подъема границы Мохо и уменьшения толщины базальтового слоя. Поверхности же осадочного и гранитного слоев образуют прогиб, в результате чего между формой поверхностей Конрада и Мохо устанавливаются взаимоотношения, названные Н. А. Беляевским [1974 г.] обратным соответствием. Одной из причин этого явления, по-видимому, было частичное расплавление под авлакогеном верхней мантии и базальтового слоя. Подъем раздела Мохо наблюдается под авлакогеном Бенуэ, где на основании гравиметрических данных предполагается утонение коры и насыщенность ее интрузиями основного состава. Глубинное строение под авлакогеном Бенуэ предполагается сходным с таковым восточноафриканских рифтов. В целом авлакогены отличаются друг от друга по характеру проявившихся в них магматических процессов, в том числе щелочных. Щелочные комплексы располагаются на флангах авлакогенов, в краевых швах и внутри их. Латеральные и временные ряды авлакогенных магматических формаций в настоящее время изучены еще крайне недостаточно.

5. Роль срединных массивов в пространственной локализации древних щелочных комплексов велика. Большинство их сформировалось в орогенную стадию развития геосинклинальных систем. К срединным массивам приурочены комплексы разного состава: щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами (красномайский), нефелиновых сиенитов — габбро (чикский, омонский), псевдолейцитовых сиенитов — шонкинитов (западноталасский, колбашинский), псевдолейцитовых сиенитов (кзыл-омпульский, ишимский, дункельдыкский и др.). Большая пестрота состава щелочных комплексов определяется различной величиной, неодинаковым глубинным строением и разной геологической историей развития срединных массивов, что влияет на значительную дифференцированность частных тектонических обстановок — щелочные комплексы залегают здесь в рифтовых структурах, грабенах, депрессиях и краевых швах и по периферии срединных массивов. Временные и латеральные ряды магматических, в том числе щелочных, формаций для срединных массивов изучены еще в недостаточной степени.

6. Число щелочных провинций, находящихся в рамках геосинклинальных систем на складчатом основании, крайне ограничено. Из древних щелочных комплексов сюда относятся ильмено-вишневогорский комплекс нефелиновых сиенитов на Урале, кокшаров-

ский комплекс щелочных и ультраосновных пород на Сихотэ-Алине, ишимский в Казахстане, а из молодых — известный римско-неаполитанский комплекс в Италии и щелочные комплексы рифтовой системы Провинции Бассейнов и Хребтов.

### 5. Сравнительная характеристика тектонического положения щелочных провинций континентов и океанов

Анализ тектонического положения щелочных провинций с учетом представлений об эволюции рифтогенных структур и данных о распространенности щелочных пород во времени и в пространстве позволяет выделить в тектонической истории щелочного магматизма Земли три главных этапа: 1) проторифтовый, или протоавлакогенный; 2) палеорифто-авлакогенный; 3) рифтовый.

Как отмечалось, на современном уровне наших знаний рождение щелочных пород следует отнести к концу архея — раннему протерозою — к кратонной стадии формирования протоконтинентов. С проторифтовым, или протоавлакогенным, этапом совпадает период активного щелочногранитного магматизма с возрастом около 2 млрд. лет. В течение этого периода в разных местах земного шара сформировались многочисленные щелочногранитные комплексы средних и больших глубин, в том числе крупнейший кейвский комплекс. В истории литосферы этими комплексами открывается щелочной магматизм крупного масштаба, представлявший собой заметную веху в общей магматической истории континентов.

Следующий, палеорифто-авлакогенный, этап, преимущественно рифейско-палеозойского возраста, ознаменовался широким нефелиносиенитовым (гардарский, трансваальский, колдуэллский, хибино-ловозерский и другие комплексы), щелочноультраосновным (томторский, гулинский, ковдорский и другие комплексы) и щелочногранитным (хан-богдинский, кейп-энский и другие комплексы) магматизмом. Большинство щелочных комплексов этого этапа слагают плутоногенные пояса, обнаженные главным образом на малых и средних глубинах. Эти пояса тяготеют к авлакогенам и геосинклиналям. Они образуют глубокие части тектоно-магматической активизации, или палеорифтов. Реликтовый («клавишный») рифт здесь встречается относительно редко.

В настоящее время еще не отреставрированы зоны мировых рифтовых систем рифейско-палеозойского возраста (интракратонные, периконтинентальные, срединно-океанические и др.). Но если считать древние геосинклинальные пояса палеоокеанами (по В. Е. Хаину), то ключ к такой реконструкции становится достаточно очевидным. Довольно примечательной особенностью некоторых плутоногенных поясов является латеральная, нередко линейная миграция щелочного магматизма, иногда в исключительно широком возрастном диапазоне. Так, в Западной Африке в меридиональной Алжир-Нигер-Нигерийской зоне возраст магматизма омолаживался в южном направлении от позднепротерозойско-ранне-

кембрийского в Алжире до пермского в Нигере и юрского в Нигерии. Причем возрастная миграция интрузивного магматизма наблюдалась и во внутренних частях таких систем, в частности в Нигерии, где происходило омоложение возраста интрузий в сторону океана. Напротив, наряду с миграцией в развитии континентальных щелочных комплексов наблюдается, как и в океанах, явление устойчивости и телескопирования. Прекрасный пример — Восточная пустыня Египта и Судана [58].

Глобальная система щелочных провинций мезозойско-кайнозойского возраста пространственно совпадает с мировой системой молодых континентальных и океанических рифтогенных и складчатых структур: с внутриконтинентальными и периконтинентальными рифтовыми зонами и альпийскими складчатыми поясами на континентах и с внутриплитными поднятиями и срединно-океаническими рифтовыми зонами в океанах. Океанические рифтовые зоны — это ярко выраженные «магматические» рифты. Они представлены вулканогенными поясами непрерывного строения, преимущественно базальтового состава с редкими проявлениями щелочобазальтового и щелочного магматизма. В океанических глыбовых хребтах наблюдается возрастная линейная миграция вулканизма, фиксируемая в цепях вулканов Императорских гор, Гавайских островов, о-вов Самоа и др., явление, характерное для внутриконтинентальных плутоногенных поясов Северной Нигерии, Новой Англии и др. Континентальные рифты, чаще «слабомагматические», представлены прерывисто-вулканогенными поясами с проявлениями щелочнобазальтового и щелочного магматизма. В настоящее время среди палеорифтовых систем, контролирующих щелочные провинции, не найдено аналогов молодых срединно-океанических рифтов.

Что же касается складчатых поясов, то в структурном контроле как молодых, так и древних щелочных провинций здесь наблюдается большое сходство. Молодые щелочные провинции, в частности Западно-Европейская, западных штатов США, Марокканская и др., располагаются в зоне форланда современных Средиземноморско-Индонезийского и Тихоокеанского складчатых поясов, подобно древним Кольско-Скандинавской, Гардарской и другим провинциям, которые сформировались в форланде древних складчатых поясов, располагались по перифериям палеоокеанов и занимали периконтинентальное положение. В целом основное значение в локализации щелочного магматизма принадлежит рифтогенному процессу, который протекал в фазы тектоно-магматической активизации Земли.

## Формационные ряды щелочных провинций

Ниже дано сравнение щелочного магматизма континентов и океанов на формационной основе [40]. Магматическая «начинка» крупных петрографических провинций, представленная рядами магматических комплексов и формаций, является важнейшей характеристикой, свидетельствующей об истории развития, глубине зарождения и энергетике процессов их формирования. Выявление временной последовательности формирования и элементов латеральной зональности в пространственном положении щелочных комплексов — актуальная задача формационного анализа щелочных пород, имеющая большой генетический и прогнозный интерес. Выделение дифференцированной группы щелочных формаций позволяет вплотную подойти к установлению временных и латеральных рядов в щелочных провинциях.

В первую очередь установим временные ряды в молодых щелочных провинциях континентов и океанов. Во вторую очередь рассмотрим формационные ряды древних щелочных провинций на континентах, расположенных по периферии платформ, на границах с геосинклиналями, рифтами и другими тектоническими структурами. Параллельно проанализируем элементы латеральной зональности в пространственном размещении щелочных комплексов. Одними из первых элементы латеральной зональности в расположении щелочных формаций были отмечены В. Беммеленом [1956 г.] и А. Риттманом [1963 г.] при описании геологического строения Зондских островов. Значительное внимание временным рядам щелочных формаций уделялось в работе «Магматические формации СССР» [1979 г.], однако в целом, особенно в плане установления латеральных рядов, затрагиваемая проблема еще не получила достаточного освещения в петрологической литературе, хотя для ее решения накопились определенные геологические данные. Поэтому анализ интересующих нас щелочных провинций проведем с учетом их формационной характеристики, в первую очередь в виде слагающих их рядов щелочных комплексов и формаций. Формационному анализу континентальных щелочных провинций в литературе уделяется большое внимание, тогда как океанические изучены слабее.

### 1. Формационные ряды молодых щелочных провинций континентов

Внутриконтинентальные рифты. В Восточно-Африканской провинции щелочные комплексы выражены исключительно рельефно и распространены очень широко. При этом здесь они разделены по времени и, что особенно важно, по латерали такими значительными расстояниями, которые никак не позволяют считать их производными одного магматического очага. В Восточно-Африканской провинции, формирующейся в течение альпийского тектоно-магматического цикла, щелочные вулканические комплексы образуют временной ряд (от ранних к поздним): базальтовый, щелочнобазальтовый, нефелинитовый с карбонатитами, фо-

Таблица 15

## Временные ряды вулканических формаций молодых рифтогенных зон

Континентальные		Океанические	
Внутриконтинентальные	Периконтинентальные	Внутриплитные поднятия	Срединно-океанические
Лейцититовая	Лейцититовая	—	—
Щелочнориолитовая	Щелочнориолитовая	—	—
Щелочнотрахитовая	Щелочнотрахитовая	—	—
Фонолитовая	Фонолитовая	—	—
Кимберлитовая	Кимберлитовая	—	—
Фонолит-нефелинитовая с карбонатами	Фонолит-нефелинитовая с карбонатами	Базанит-фонолит-нефелинитовая	
Фонолит-трахит-щелочнобазальтовая	Фонолит-трахит-щелочнобазальтовая	Фонолит-трахит-щелочнобазальтовая	
Риолит (щелочнориолит)-трахит-щелочнобазальтовая	Риолит (щелочнориолит)-трахит-щелочнобазальтовая	Риолит (щелочнориолит)-трахит-щелочнобазальтовая	Риолит (щелочнориолит)-трахит-щелочнобазальтовая
Щелочнобазальтовая	Щелочнобазальтовая	Щелочнобазальтовая	Щелочнобазальтовая
Базальтовая	Базальтовая	Базальтовая	Базальтовая

Примечание. Ряды приведены в порядке от ранних к поздним (снизу вверх).

нолитовый, трахитовый, щелочнориолитовый, лейцититовый (табл. 15). Перемещение эпицентров магматической деятельности в ходе образования комплексов происходит преимущественно в направлении с севера на юг, хотя кимберлиты и щелочные риолиты нарушают эту закономерность.

Западно-Европейская щелочная провинция [Вимменауэр В., 1974 г.] характеризуется примерно таким же рядом щелочных комплексов, как и Восточно-Африканская. Она располагается на краю эпигерцинской платформы в форланде альпийской складчатой системы Средиземноморья. Провинция формировалась главным образом в миоцене. В формационном отношении она характеризуется базальтовыми (район Рен), щелочнобазальтовыми (район Фогельсберг) и фонолит-трахит-щелочнобазальтовыми (массив Пюиде-Дом, Чешское среднегорье, Дуповские горы) комплексами. В пределах массива Кайзерштуль отмечается фонолит-нефелинитовый с карбонатами комплекс, а в Эйфеле — нефелинит-лейцититовый.

В других внутриконтинентальных рифтах Африканского континента по сравнению с Восточно-Африканской провинцией формируются сокращенные ряды вулканических формаций. Так, в Камерун-Суданской щелочной провинции наблюдается всего лишь двухчленный ряд комплексов (от ранних к поздним): базальтовый и фонолит-трахит-щелочнобазальтовый, а в Ливийско-Чадской — трехчленный ряд: базальтовый, щелочнобазальтовый и комендит-пантеллеритовый комплексы [Милановский Е. Е., Короновский Н. В., 1973 г.]. В целом внутриконтинентальные рифты характеризуются временным рядом вулканических формаций, приведенным в табл. 15.

Периконтинентальные рифты. Значение этих структур в формировании щелочных комплексов было показано нами на примере Западно-Африканской щелочной провинции [34], связанной по месту и времени образования с Западно-Африканским поясом периконтинентальных прогибов, или Западно-Африканской периконтинентальной рифтовой зоной [64]. Щелочные комплексы располагаются здесь на островах — на выступах фундамента внутри периконтинентальных рифтовых зон или между ними, а также на континенте — в системах внутриконтинентальных рифтов, смыкающихся к периконтинентальным и стыкующихся с ними.

В Африке к периконтинентальным рифтовым зонам тяготеет большой ряд щелочных провинций позднемезозойско-кайнозойского возраста: Марокко, Канарских островов, о-вов Зеленого Мыса, п-ова Дакар, Нигерии, о-вов Гвинейского залива, Анголы, Намибии, ЮАР в Западной Африке, Коморских островов и Мадагаскара в Восточной Африке. По окраинам Атлантического, Индийского и Тихого океанов выделяется несколько периконтинентальных рифтовых зон [64], к которым приурочен ряд молодых береговых и островных провинций: Уайт-Маунтин, Уачита, Фернанду-ди-Норонья, Бразильская, Триндади в Северной (рис. 51) и Южной Америке; Западно-Антарктическая с о-вами Баллени и Скотта в Антарктиде и Кимберлийская в Австралии. Территориально они совпадают с окраинами атлантического типа, специфический характер магматизма которых был замечен еще Ф. Бекке, выделившим провинции этого типа.

Формационный анализ щелочных провинций периконтинентальных рифтов показывает, что временные ряды комплексов прибрежных провинций существенно отличаются от таковых островных провинций. В прибрежных развиты базальтовые, щелочнобазальтовые, фонолит-трахит-щелочнобазальтовые, фонолит-нефелинитовые с карбонатитами, фонолитовые, щелочнориолитовые, а также интрузивные комплексы щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами (якупирангский, о-вов Зеленого Мыса), щелочных и нефелиновых сиенитов (посос-де-кальдаский, лосский, ангольский), щелочных гранитов (дамаралендский). Например, временной ряд магматических комплексов Бразильской щелочной провинции: паранский толентовый (ранняя юра — ранний мел), якупирангский щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами

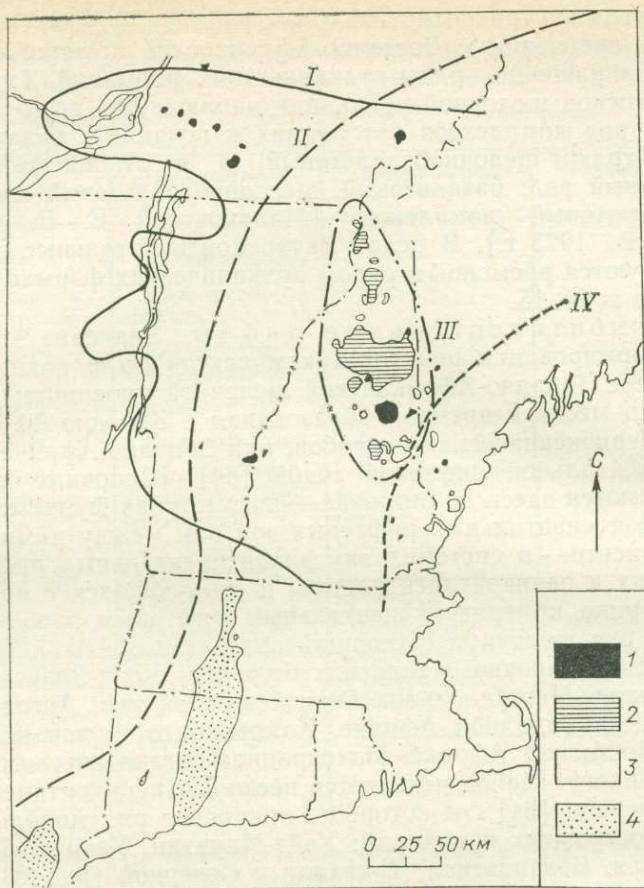


Рис. 51. Магматическая зональность мезозойской области Новой Англии (США). По Д. Макхону и Д. Батлеру [89].

1—3 — плутоны: 1 — раннемеловые, 2 — раннеюрские, 3 — позднепермские — раннетриасовые; 4 — триасовые нижнеюрские осадочные породы.

I—IV — границы: I — западная магматической области Новая Англия — Квебек, II — западная долеритовой области, III — магматической области Уайт-Маунтин, IV — западная береговой области Новая Англия.

(138—81 млн. лет), паранаибский кимберлитовый (87—79 млн. лет), посос-де-кальдасский фонолит-нефелиносиенитовый (77—51 млн. лет) — близок временному ряду комплексов Восточно-Африканской щелочной провинции [Герц Н., 1978 г.].

Временной ряд комплексов островных щелочных провинций периконтинентальных рифтов (о-вов Канарских, Коморских, Зеленого Мыса, Гвинейского залива и др.) соответствует ранним членам ряда вулканических комплексов Восточно-Африканской провинции. От ранних к поздним здесь выделяются: базальтовые, щелочнобазальтовые, щелочнориолит-трахит-щелочнобазальтовые, фонолит-трахит-щелочнобазальтовые, нефелинит-фонолит-щелоч-

нобазальтовые комплексы. Так, временной ряд вулканических комплексов Канарских островов [Макдугал Я., Шминке Г., 1976—1977 гг.] имеет вид: толеитовый (мел-палеогеновый), щелочно-риолит-трахит-щелочнобазальтовый (13,7—13 млн. лет), фонолит-трахит-щелочнобазальтовый (4,4—3,4 млн. лет), а временной ряд комплексов Коморских островов — щелочнобазальтовый (миоцен?), фонолит-трахит-щелочнобазальтовый (миоцен-плейстоценовый), нефелинит-фонолит-щелочнобазальтовый [Эмерик К. М., Дункан Р., 1982 г.]. Временной ряд вулканических формаций, характеризующий периконтинентальные рифты, приведен в табл. 15.

Альпийские геосинклинальные пояса представлены Средиземноморско-Индонезийским и Тихоокеанским. К западной части Средиземноморско-Индонезийского пояса приурочена известная Средиземноморская щелочная провинция. В западной части провинции, на юго-востоке Испании, распространены высококалийные лампрофиры-орендиты, канкалиты, хумилиты, фортуниты. С точки зрения формационного анализа ряд магматических комплексов в Средиземноморье имеет следующий вид: базальтовый комплекс впадины Тирренского моря; щелочнобазальтовые комплексы Этны и Липарских островов; трахит-щелочнобазальтовые и фонолит-трахит-щелочнобазальтовые комплексы о-вов Устика и Сардиния; щелочнориолитовые комплексы о-вов Сардиния, Пантеллерия, Устика, Капри, области Тоскана; тефритовый и лейцит-тефрит-трахитовые комплексы Римско-Неаполитанского района, о. Линоса и Липарских островов. По сравнению с соседней Западно-Европейской Средиземноморская провинция замечательна резко выраженным калиевым составом лейцит-тефритовых римско-неаполитанского, восточноиспанского и липарского комплексов. В ней широко представлены щелочнориолитовые комплексы, а фонолит-нефелинитовые и фонолитовые комплексы с карбонатитами отсутствуют.

Азиатское продолжение европейских щелочных провинций представляет Турецкая провинция. По составу вулканических комплексов она сходна со Средиземноморской. Здесь широко развиты щелочнориолитовые, щелочнотрахит-щелочнориолитовые, а также лейцит-базальтоидные комплексы [Келлер Ж., Виллари Л., 1973 г.].

Восточнее Турецкой в пределах Средиземноморско-Индонезийского пояса располагаются Кавказская, Афганская, Пакистанская, Памирская, Куньлунская и Индокитайская (?) провинции, образующие Южно-Азиатскую зону щелочных провинций. В Армянской и Памирской провинциях наблюдаются интрузивные комплексы щелочных, нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов, в Афганской и Памирской — карбонатитовые комплексы. Индонезийская или Ява-Соломонова островная ветвь Южно-Азиатской щелочной провинции начинается на о. Ява и островах, обрамляющих море Банда с востока (дуга Банда), и продолжается на о-вах Новая Гвинея, Новая Ирландия и Соломоновых. На Яве калиевая «средиземноморская» провинция (рис. 52) с редкими лейцититами бы-

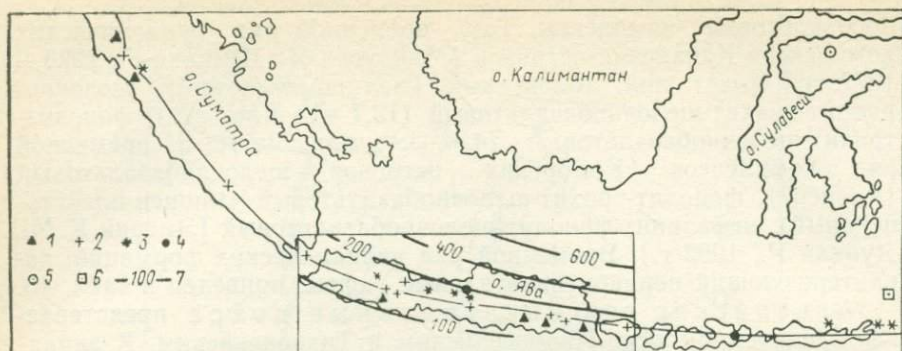


Рис. 52. Размещение вулканов в Индонезии, по А. Риттману [95], и положение зоны Заварицкого — Беньофа на о. Ява, по Д. Витфорду и Н. Никольс [100]. 1—6 — вулканы: 1—3 — известково-щелочные, 4, 5 — щелочные натриевые, 6 — щелочные калиевые средиземноморского типа; 7 — изогипсы поверхности Мохо, км.

ла выделена еще В. Беммеленом. На о-вах Лембок и Сумбава трахибазальт-трахибазальтовый комплекс с лейцититами описан Д. Фоденом и Р. Варном [1980 г.]. На о. Новая Гвинея, в его восточной части, наблюдаются шошониты и калиевые базальты, а также редкие абсарокиты, лейцитовые трахиты и комендиты [Жак А., 1976 г.]. На Соломоновых островах на о. Малаита описаны альнеиты, кимберлитоподобные породы и нефелиниты [Аллен Ж. Б., Динс Т., 1965 г.]. Таким образом, в формационном отношении Ява-Соломонова провинция имеет калиевый характер, причем щелочные комплексы, как правило, образуются после базальтовых.

В Средней Азии от Южно-Азиатской зоны ответвляется зона щелочных провинций, к которой относятся Киргизская, Центральномонгольская, Забайкальская, Алданская и Коларская провинции. В районе побережья Охотского моря эта зона сочленяется с Тихоокеанской, или Восточно-Азиатской, зоной щелочных провинций, объединяющей (с севера на юг) Чукотскую, Западно-Камчатскую, Прихотскую, Западно-Сахалинскую, Северо-Манчжурскую, Уссурийскую, Даригангскую, Северо-Китайскую, Шаньсийскую и Тайваньскую щелочные провинции [Чао Цун Пу, 1960 г.; Зу Г., Армстронг Р. Л., 1982 г.]. В большинстве азиатских провинций щелочные породы имеют ограниченный характер распространения и представлены лейцитовыми меланократовыми разновидностями, тяготеющими к породам лейцит-тефритовой формации: лейцитовые тефриты и базаниты (Тайвань), лейцитовые анкартиты (Уссурийская провинция), лейцитовые базальты (Забайкалье, Северный Китай), лейцититы (Манчжурия), лейцитовые лампрофиры (Турция и Киргизия). Интрузивные комплексы щелочных, нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов, аналогичные комплексам Армянской и Памирской провинций, известны в Шаньси, а карбонатитовый — в Монголии.

В Северной Америке с Тихоокеанским геосинклинальным поясом связаны такие щелочные провинции, как Аляскинская, Западных штатов, Калифорнийская и Мексиканская. Интрузивы щелочных, нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов Аляскинской щелочной провинции залегают вдоль краевого шва Юконского массива и антиклинория хр. Брукса [63]. Калиевая щелочная провинция Западных штатов образовалась на краевом массиве Скалистых гор — части Северо-Американской платформы, испытавшей эпиплатформенный орогенез позднемелового — раннепалеогенового возраста. Роки-бойский комплекс псевдолейцитовых сиенитов-шонкинитов этой провинции является эталонным комплексом формации с аналогичным названием. Калифорнийская щелочная провинция располагается в западной части рифтовой зоны Провинции Бассейнов и Хребтов. Комплекс калиевых базальтоидов представлен в ней лейцитовыми базанитами и тефритами, а также фонолитами. В целом альпийские геосинклинальные пояса замечательны ярко выраженным калиевым характером ассоциирующих с ними щелочных комплексов и формаций.

## 2. Формационные ряды молодых щелочных провинций океанов

**Внутриплитные поднятия.** В западной части Тихого океана выделены две зоны щелочных провинций: Полинезийская и Микронезийская. В Полинезийской зоне Гавайские острова характеризуются тремя вулканическими комплексами (от ранних к поздним): базальтовым, фонолит-трахит-щелочнобазальтовым и нефелинитовым [Дальримпл Д. и др., 1981 г.]. К северу от Гавайских островов расположена провинция Северо-Западного хребта (Императорских гор), изученная по данным бурения и драгирования. В этой провинции отмечаются породы, аналогичные фонолит-трахит-щелочнобазальтовой формации, что позволяет условно относить эту провинцию к щелочным. К югу от Гавайских островов находится щелочная провинция о-вов Лайн. В этой провинции описаны щелочные базальты, муджиериты и фонолиты, свидетельствующие о наличии фонолит-трахит-щелочнобазальтового комплекса [Мацуда Ж., 1980 г.]. К юго-востоку от о-вов Лайн расположены о-ва Общества, Туамоту и Маркизские, образующие южное продолжение Полинезийской зоны щелочных провинций. На о-вах Общества, в первую очередь на Таити и на Маркизских, широко развиты породы фонолит-трахит-щелочнобазальтовой формации [Макдугал Я., Дункан Р., 1980 г.]; об о-вах Туамоту данные отсутствуют.

В Микронезийской зоне щелочных провинций на восточных Каролинских островах (Трук, Понапе, Кусаие) распространены породы трахит-щелочнобазальтового комплекса, а на о. Понапе отмечаются нефелиниты, относящиеся, как и на Гавайских островах, к самым молодым вулканическим формированиям этой щелочной провинции [69]. Геологических сведений о фундаменте атоллов Маршалловых островов, о-вов Гилберта и Эллис нет. На о-вах

Самоа наблюдаются породы плиоцен-плейстоценового фонолит-трахит-щелочнобазальтового и более позднего базанит-нефелинитового комплексов [Хоукинс Д., Нетланд Д., 1975 г.], на о-вах Кука — базальтового (17,7—12 млн. лет) и фонолитового (2,8—2,3 млн. лет) комплексов, а на о-вах Тубуан, Рапа и Бос — фонолит-трахит-щелочнобазальтового комплекса [Дальримпль Д. и др., 1975 г.].

В Индийском океане к щелочным провинциям глыбовых океанических хребтов относятся провинции Маскаренских островов и Кергелен-Хердская. Провинция Маскаренских островов характеризуется базальтовым и более молодым фонолит-трахит-щелочнобазальтовым комплексами, а Кергелен-Хердская (от ранних к поздним) — базальтовым, фонолит-трахит-щелочнобазальтовым и габбро-сиенитовым комплексами [Доссо Л. и др., 1979 г.].

В целом глыбовые океанические хребты характеризуются (от ранних к поздним) базальтовой, фонолит-трахит-щелочнобазальтовой и базанит-фонолит-нефелинитовой формациями (табл. 15).

Срединно-океанические рифты. Задача формационного анализа вулканических комплексов островов, ассоциирующих со срединно-океаническими рифтами, в значительной мере облегчается благодаря обобщающим исследованиям П. Е. Бейкера, Н. К. Макриса [1973 г.], А. Макберни, И. Гасс [88], которые обратили внимание на частую встречаемость на этих островах пород щелочнориолитового ряда. В Атлантическом океане к Северо-Атлантическому хребту тяготеют щелочные провинции Исландии и Азорских островов. В Исландии, находящейся в зоне срединно-океанического рифта, комендиты и пантеллериты принимают участие в составе риолитового комплекса, на долю которого приходится около 8 % общей распространенности вулканических пород на этом острове, главным образом базальтов. По сравнению с другими островами объем исландских риолитов здесь весьма значителен. На Азорских островах, расположенных как западнее, так и восточнее оси Атлантического срединно-океанического хребта, развиты породы пантеллерит-щелочнотрахит-щелочнобазальтового комплекса, причем пантеллериты присутствуют преимущественно на о. Терсейра, щелочные трахиты — на о. Святой Мигуэль, на других островах распространены щелочные базальты [Селф С., Ганн Б., 1976 г.].

Щелочные провинции островов Южной Атлантики (Вознесения, Тристан-да-Кунья, Гоф, Буве) еще Т. Бартом были выделены в автономную Южно-Атлантическую провинцию. На о. Вознесения, располагающемся вблизи осевой зоны Атлантического срединно-океанического хребта, распространены породы комендит-щелочнотрахит-щелочнобазальтового комплекса [Бейкер П. Е., 1973 г.]. На о-вах Тристан-да-Кунья и о. Гоф представлены породы щелочнотрахит-щелочнобазальтового комплекса. На о. Буве, расположенном в осевой зоне Южно-Атлантического хребта, развиты породы щелочнориолит-щелочнобазальтового комплекса. В Индийском океане к Западно-Индийскому хребту тяготеют о-ва Принс-

Эдуард, к Аравийско-Индийскому — о. Родригес, к Центральноиндийскому — о-ва Амстердам и Сен-Поль. На о-вах Принс-Эдуард и Родригес господствуют породы щелочнобазальтовой формации, на о-вах Амстердам и Сен-Поль — базальтовой. В Тихом океане к Восточно-Тихоокеанскому поднятию приурочены щелочные провинции о-вов Пасхи, Клиппертон и Ревилья-Хихедо, характеризующиеся щелочнориолит-трахит-щелочнобазальтовыми и щелочно-трахит-щелочнобазальтовыми комплексами.

В целом формационный анализ щелочных островных провинций срединно-океанических рифтов показывает, что из 13 рассмотренных провинций в шести развиты щелочнориолит-трахит-щелочно-базальтовые комплексы, в четырех — щелочнотрахит-щелочно-базальтовые, в двух — щелочнобазальтовые и в одной — базальтовые. Если последние рассматривать как редуцированные, то ясно, что в срединно-океанических рифтах доминирует щелочнориолит-трахит-щелочнобазальтовая формация, а в целом весь ряд формаций имеет вид (от ранних к поздним): базальтовая, щелочнобазальтовая, щелочнориолит-трахит-щелочнобазальтовая (табл. 15). Наиболее мощный по масштабам проявления щелочнориолит-риолитовый магматизм имеет место в областях перехода океанических рифтов на континент (Эфиопия, Провинция Бассейнов и Хребтов, Мексика, возможно, Исландия).

### 3. Формационные ряды древних щелочных провинций континентов

Формация щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами представлена ковдорским, гулинским, томторским, якупирангским, зимбабвийским и другими комплексами. Положение крупнейшего гулинского комплекса во временном ряду комагматических комплексов Маймеча-Котуйской провинции (трапповый, щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами, кимберлитовый) представляется достаточно ясным. Массивы этого комплекса демонстрируют определенные элементы латеральной зональности. Они располагаются в трех зонах, и если главная масса ультраосновных пород гулинского комплекса концентрируется во внешней по отношению к краю платформы зоне, а мелилитовых пород — в средней, то значительная часть карбонатитов (массивы Ессей, Маган, Ыраас) занимает наиболее удаленное от края платформы положение, уподобляясь кимберлитам.

В Кольско-Скандинавской провинции вблизи краевого шва — фронта надвига каледонид — локализуется ковдорский комплекс, а дальше от края платформы — более поздний, хибино-ловозерский, комплекс агпайтовых нефелиновых сиенитов. В Бразильской провинции якупирангский комплекс, подобно гулинскому, предваряется трапповой деятельностью. Он сформировался позднее траппового и раньше посос-де-кальдасского комплекса агпайтовых нефелиновых сиенитов — фонолитов [Герц Н., 1978 г.].

Латеральные взаимоотношения комплексов щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами и кимберлитовых рассмотрены

В. А. Милашевым [1979 г.], который установил их обычное расположение на окраинах кимберлитовых провинций. Что касается временных взаимоотношений этих комплексов, то по результатам наблюдения в Маймеча-Котуйской, Чадобецкой и в некоторых других провинциях складывается впечатление о более молодом возрасте кимберлитов.

Эффузивным аналогом формации щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами служит нефелинитовая с карбонатитами формация. Ее крупнейшие комплексы восточноугандийский, северо-танзанийский, восточнозамбийский залегают в Восточно-Африканской щелочной провинции. Здесь хорошо видны пространственные взаимоотношения нефелинитовых с карбонатитами комплексов с другими щелочными комплексами, которые образовались последовательно с севера на юг и разделены значительными расстояниями. В Восточной Уганде нефелинитовый с карбонатитами комплекс (23—16 млн. лет) [40] возник позднее щелочнобазальтового, пространственно независимо от него и на большем удалении от края платформы, но на меньшем расстоянии, чем кимберлитовый комплекс Танзанийской провинции с крупнейшей в мире кимберлитовой трубкой «Мвадуи».

В целом, анализируя место комплексов щелочных и ультраосновных пород в рядах щелочных провинций, приходим к выводу об определенной стабильности их временного и пространственного положения. Комплексы щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами формируются вслед за трапповыми и на большем удалении от края платформы, но раньше других щелочных комплексов (агпайтовых нефелиновых сиенитов, фонолитового, а также кимберлитового и др.).

Исключительно интересные элементы латеральной зональности демонстрируют массивы монтеригианского комплекса формации нефелиновых сиенитов — габбро. Комплекс возник 90 млн. лет назад с последовательным смещением массивов с запада на восток [67]. Его 17 интрузивных тел образуют цепочку длиной около 120 км. Как никакой другой из щелочных комплексов в мире, он обнаруживает резкие латеральные изменения состава. Если западный массив Ока сложен главным образом карбонатитами (56 %) и ийолитами (29 %), а Бруно и Ружемон — перидотитами и пироксенитами (первый на 70, второй — на 65 %), то в восточных массивах роль ультраосновных и основных пород падает, но возрастает количество пуласкитов и нордмаркитов: Шеффорд (48 %), Бром (57 %), Мегантик (около 100 %). Это обычно объясняется различной глубиной эрозионного среза. Вместе с тем обращает на себя внимание залегание западных щелочноультраосновных массивов в древнем фундаменте Северо-Американской платформы, а восточных нефелиносиенитовых — щелочносиенитовых — в более молодом герцинском фундаменте Аппалачской складчатой системы. С нашей точки зрения, расхождение в составе западных и восточных массивов имеет тектоническую причину

и зависит от различной истории развития магматических очагов в платформенной и геосинклинальной коре.

Крупнейшими комплексами формирования нефелиновых сиенитов — сиенитов являются кангердлугсуакский, приазовский, египетский, пхенганский и шаньсийский. Каменноугольно-пермский временной ряд грабена Осло, по данным С. Офтедаля [1978 г.], состоит из двух магматических комплексов: траппового и нефелиновых сиенитов — сиенитов. Комплексу лаурвикитов, нордмаркитов и экеритов (234—245 млн. лет) предшествовало формирование комплекса базальтов, ромбен-порфинов и трахитов (294 млн. лет). В пределах щелочного комплекса отмечаются элементы латеральной зональности: южный, Лаурвикский, массив в основном сложен авгитовыми монцонитами (лаурвикитами), а северный, Нордмаркенский, — кварцевыми эгириновыми сиенитами (нордмаркитами). Нордмаркиты внедрились позднее лаурвикитов (те и другие в интервале 284—275 млн. лет), а экериты и биотитовые граниты завершили цикл магматических внедрений. Возраст самого позднего гранитного плутона 245 млн. лет. Образованию кангердлугсуакского комплекса фойяитов и нордмаркитов Восточно-Гренландской провинции (50 млн. лет) также предшествовали трапповый комплекс третичных базальтов Туле и комплекс расчлененных основных — ультраосновных массивов, среди которых широко известен массив Скергаард [Панхерст Р., 1976 г.].

Формация миаскитовых нефелиновых сиенитов с карбонатитами представлена малавийским, амба-донгарским, колдуэллским, греннедаль-икским, ангольским и другими комплексами [Главнейшие провинции..., 1974 г.]. Малавийский комплекс провинции Чилва по возрасту (138—116 млн. лет) тяготеет к юрской эпохе траппового магматизма Карру. Амба-донгарский комплекс (38 млн. лет) располагается в поле деканских траппов (64—63 млн. лет). Колдуэллский комплекс (1225—1065 млн. лет) возник в тесной связи с трапповым магматизмом серии Кьюнну, интрузивные члены которой представлены лополитами Дулут и Седбери. Греннедаль-икский комплекс (1327 млн. лет) Южно-Гренландской провинции моложе траппового, но древнее гардарского комплекса сиенитов — агпайтовых и миаскитовых нефелиновых сиенитов (1250—1159 млн. лет).

Все четыре комплекса формации располагаются во временных рядах после трапповых комплексов. С нашей точки зрения, особый интерес представляет греннедаль-икский комплекс, показывающий, что во временном ряду нефелиносиенитовых — сиенитовых формаций рассматриваемая древнее формации сиенитов — агпайтовых и миаскитовых нефелиновых сиенитов.

Временные и латеральные ряды магматических комплексов формаций сиенитов — миаскитовых нефелиновых сиенитов и псевдолейцититовых сиенитов изучены еще слабо.

Формация сиенитов — агпайтовых и миаскитовых нефелиновых сиенитов (южногренландского типа)

представлена гардарским, лосским и пилансбергским комплексами. Массивы первого [11, 67] тяготеют к двум возрастным группам — 1250 (Кунгнат, Ивигтук) и 1170 млн. лет (Нунарсунит, Тугтуток, Илимауссак, Клоккен), что позволяет ставить вопрос о его расчленении на два комплекса: щелочносиенит-сиенитового (кунгнатского) и сиенитов и агпайтовых и миаскитовых нефелиновых сиенитов (илимауссакского). В пределах гардарского комплекса намечаются определенные элементы латеральной зональности: более молодой и самый ультращелочной в мире массив Илимауссак (1168 млн. лет) находится в глубине платформы, на большем удалении от края Восточно-Гренландско-Аппалачского складчатого пояса, чем самый крупный сиенитовый массив этого комплекса Нунарсунит. Лосский комплекс фельдшпатоидных сиенитов [28] по времени образования (105—83 млн. лет) внедряется вслед за циклом траппового магматизма в Гвинее (185—140 млн. лет). Кимберлитовый комплекс Гвинеей всей Либерийской провинции пространственно тяготеет к центральным частям Леоно-Либерийского массива. Его возникновение после траппового комплекса надежно устанавливается во многих кимберлитовых полях Либерийской провинции, тогда как точные данные о взаимоотношении лосского и кимберлитового комплексов отсутствуют. Образованию пилансбергского комплекса (1250 млн. лет) также предшествовал трапповый комплекс, представленный «роями» долеритовых даек (1330—1290 млн. лет), а пространственно с ним сопряжен кимберлитовый комплекс Претории с трубкой «Премьер», возраст которой еще точно не установлен [67].

Крупнейшими комплексами формации агпайтовых нефелиновых сиенитов являются хибино-ловозерский, посос-де-кальдасский и заангарский. Посос-де-кальдасскому комплексу (77—64 млн. лет) предшествовали мощный трапповый магматизм (поздняя юра — ранний мел) и образование якупирангского комплекса щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами (138—119 млн. лет).

Естественным эффузивным аналогом рассматриваемой формации, как и всей группы формаций щелочных и нефелиновых сиенитов, является платофонолитовая формация кенийского типа, с которой ее сближает независимость пространственного положения и чрезвычайно большие объемы массивов и комплексов нефелиновых сиенитов. Сочетание нефелиновых сиенитов с фонолитами имеет место во многих массивах и комплексах этих пород, но особенно замечательные примеры — посос-де-кальдасский и пилансбергский комплексы.

Платофонолитовый комплекс Кении находится на большем удалении от края платформы, чем щелочнобазальтовый Восточно-Африканской щелочной провинции. Столь же отчетливо его положение и во временном ряду родственных комплексов: он внедрился 14—10 млн. лет назад, позднее эфиопско-кенийского щелочнобазальтового и восточноугандийского фонолит-нефелинитового с карбонатитами (23—16 млн. лет) комплексов, но раньше лейцитито-

вого комплекса Западного рифта (плиоцен—плейстоцен). С этими данными хорошо согласуются возрастные соотношения интрузивных комплексов агпайтовых нефелиновых сиенитов и щелочноультраосновных пород с карбонатитами из других провинций. Так, в Бразильской провинции посос-де-кальдасский комплекс нефелиновых сиенитов моложе якупирангского комплекса щелочноультраосновных пород и карбонатитов, в Карело-Кольской хибино-ловозерский комплекс агпайтовых нефелиновых сиенитов моложе карело-кольского комплекса щелочноультраосновных пород и карбонатитов, в Маймеч-Котуйской провинции дайки агпайтовых нефелиновых сиенитов массива Одихинча моложе комплекса щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами. Такое же положение, по-видимому, и в Оленёкской провинции, где кольцевой массив нефелиновых сиенитов перекрывает кольцевой массив щелочноультраосновных пород [11].

В пространственных взаимоотношениях этих комплексов также наблюдается сходство: хибино-ловозерский дальше от фронта Скандинавских каледонид, чем ковдорский комплекс щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами, посос-де-кальдасский дальше от края платформы, чем якупирангский. Таким образом, самостоятельное пространственно-временное положение фонолитового комплекса доказывает независимое генетическое положение всей группы нефелиносиенитовых формаций и магматизма в целом от щелочобазальтового и других типов щелочного магматизма.

Формации щелочных гранитов представлены нигерийским, северонигерийским, камерунским, дамаралендским, уайтмаунтинским и другими комплексами. Ближайшим эффузивным родственником щелочногранитных формаций является пантеллерит-комендитовая. Самый крупный в мире эфиопский комплекс комендитов и пантеллеритов занимает вполне определенное пространственное положение во внешней зоне Восточно-Африканской щелочной провинции, на самом краю платформы. Возник он позже щелочобазальтового, фонолит-нефелинитового с карбонатитами и платофонолитового комплексов этой провинции, примерно одновременно с лейцитовым комплексом Западного рифта. При этом пантеллерит-комендитовый комплекс названной провинции моложе платофонолитового. С этими данными хорошо согласуются взаимоотношения щелочных гранитов с близкими им по возрасту нефелиновыми сиенитами в провинции Осло, в Португалии, и, возможно, в Дамараленде, где, подобно Восточной Африке, щелочные кислые породы следует выделить в самостоятельные комплексы.

Интересные элементы латеральной зональности в расположении щелочных и биотитовых гранитов отмечаются в щелочных комплексах Монголии [Владыкин Н. В., Коваленко В. И., Дорфман М. Д., 1981 г.] и Северной Нигерии [67]. Так, если на юге Северной Нигерии колумбитоносные биотитовые граниты доминируют (около 55 % площади), а роль рибекит-арфведсонитовых гранитов относительно невелика (около 6 %), то на севере последние

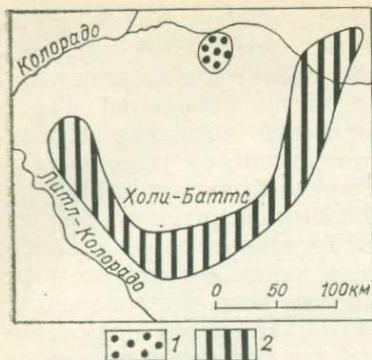


Рис. 53. Щелочная провинция Колорадо. По М. Родену, Д. Смиту, Ф. Макдовелу [97].

Комплексы: 1 — навахский кимберлитовый, 2 — плиоценовый (?) мончикит-щелочнобазальтовый.

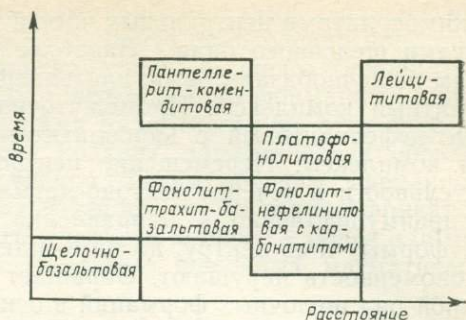
обычны (около 50 %), а нормальные граниты редки. Разница в количестве щелочных и нормальных гранитов имеет для провинции практическое значение, поскольку промышленная касситеритовая и колумбитовая минерализация связана только с биотитовыми гранитами. В Северной Нигерии наблюдается четко выраженная тенденция омоложения массивов с севера на юг от 175 до 154 млн. лет. Следовательно, временной ряд северонигерийских массивов сформировался в интервале 21 млн. лет. Уайт-маунтинский комплекс меридионального простирания возник в 70 млн. лет; 180 млн. лет назад образовался батолит Уайт-Маунтин; 150 млн. лет назад интрузивная деятельность переместилась к северу и югу от этого батолита, а 120—110 млн. лет — еще дальше на север и юг [Фолланд К. А., Фол Г., 1977 г.].

Формация псевдолейцитовых сиенитов — шонкинитов. Тенденция расположения калиевых комплексов по отношению к другим магматическим комплексам в глубине стабильных областей отмечалась Э. Ларсеном еще в 1940 г. для щелочных пород Монтаны. Недавно среди них (рис. 53) обнаружены близкие по возрасту кимберлиты. Аналогичным образом в Западно-Алданской провинции кимберлиты и кимберлитоподобные породы предположительно мелового Верхнеамгинского поля несколько сдвинуты к центру Алданского щита по отношению к юрско-меловому калиевому Ыллымахскому комплексу.

Пространственные и временные связи лейцититовой формации устанавливаются в Восточно-Африканской щелочной провинции, где лейцититовый комплекс Западного рифта лежит дальше от края платформы, чем фонолит-нефелинитовые с карбонатитами комплексы Восточной Уганды, Западной Кении и Северной Танзании, а также все другие щелочные комплексы этой провинции. По возрасту этот комплекс (плиоцен — плейстоцен) значительно моложе остальных комплексов данной провинции.

Аналогичная тектоническая позиция у эйфельского комплекса Западно-Европейской провинции, наиболее приближенного к центру платформы и сильно удаленного от фронта Альпийской склад-

Рис. 54. Схема пространственно-временных соотношений щелочных эффузивных формаций в Восточно-Африканской щелочной провинции.



чатой системы [67]. В Австралии кимберлийский комплекс (144—130 млн. лет) значительно удален от края Австралийской [Прайдер Р. Т., 1960 г.] платформы. Калиевый комплекс (14—6 млн. лет) Восточно-Австралийской провинции (Новый Южный Уэльс) также находится на большем расстоянии от восточного края Австралийского щита, чем щелочнобазальтовый комплекс (70—10 млн. лет). В Индонезии натриевая «атлантическая» серия располагается ближе к выходу на поверхность зоны Заварицкого — Беньофа, чем калиевая «средиземноморская» [Беммелен В., 1956 г.].

Во многих щелочных провинциях, где калиевые комплексы пространственно отделены от близких по возрасту натриевых, первые располагаются в глубине платформ, на большем удалении от краевых швов и выходов на поверхность зоны Заварицкого — Беньофа, чем вторые. А поскольку центральные части платформы характеризуются кимберлитовым магматизмом, то с точки зрения латеральной зональности калиевые комплексы занимают как бы промежуточное положение между натриевыми комплексами и кимберлитами. Временные взаимоотношения описываемой формации с кимберлитами надежно не установлены. Калиевые меланократовые комплексы обычно отвечают самым поздним этапам магматического процесса платформенных петрографических провинций.

В целом оценка возрастных взаимоотношений и элементов латеральной зональности щелочных комплексов ряда крупнейших провинций позволяет прийти к следующим выводам.

1. В самой крупной молодой континентальной Восточно-Африканской щелочной провинции, возникшей на периферии платформы в течение альпийского тектоно-магматического цикла, щелочные эффузивные комплексы образуют четкий временной ряд (от ранних к поздним): трапповый, щелочнобазальтовый, фонолит-нефелинитовый с карбонатитами, фонолитовый, щелочнолипаритовый и лейцититовый (рис. 54). Анализ пространственных взаимоотношений щелочных комплексов в этой провинции позволяет наметить весьма определенный латеральный ряд. Дальше всех от края платформы находится лейцититовый комплекс, располагающийся меж-

ду кимберлитами центральных частей платформы и другими комплексами щелочного ряда. Наиболее приближены к подвижным зонам щелочнобазальтовый, пантеллерит-комендитовый и щелочногранитный комплексы. Промежуточное положение занимают фонолит-нефелинитовый с карбонатитами, фонолитовый и трахитовый комплексы. Перемещение центров щелочной магматической деятельности в течение тектоно-магматического цикла происходило преимущественно в направлении от подвижной зоны (края платформы) к ее центру, но кимберлиты и щелочные риолиты эту закономерность нарушают. Обращает на себя внимание, что временной ряд щелочных формаций в основном совпадает с латеральным, но отнюдь не повторяет его в полной мере. Можно предположить, что в пространственном размещении редкометалльных месторождений также есть крупномасштабные элементы латеральной зональности, которые могут быть использованы в прогнозных и поисковых целях.

2. Намеченные в молодой Восточно-Африканской провинции временной и латеральный ряды щелочных комплексов повторяются в древних континентальных щелочных провинциях в сокращенном, незавершенном или прерывистом вариантах. Так, временной ряд комплексов в Бразильской провинции имеет вид (от ранних к поздним): трапповый, щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами, агпайтовых нефелиновых сиенитов — фонолитов. Как в Карело-Кольской, Восточно-Африканской и, возможно, в Оленёкской провинциях, в Бразильской провинции комплексе агпайтовых нефелиновых сиенитов по времени следует за комплексом щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами и, так же, как в первых двух, дальше удален от границы подвижной зоны, чем последний. В Западно-Европейской, равно как и в Карело-Кольской и в южной части Восточно-Африканской провинций, щелочной магматизм не предварялся мощным трапповым магматизмом.

Возрастные взаимоотношения щелочных комплексов в Южно-Гренландской провинции свидетельствуют о том, что за наиболее ранним комплексом нефелиновых сиенитов с карбонатитами следует щелочносиенит-сиенитовый комплекс и далее комплекс сиенитов — агпайтовых и миаскитовых нефелиновых сиенитов. Временной ряд щелочных комплексов этой провинции как бы расшифровывает временные взаимоотношения в группе нефелиносиенит-сиенитовых формаций. Аналогичную роль играют временные и латеральные ряды щелочных массивов в пределах того или иного комплекса. Они также позволяют детализировать общую последовательность щелочных магматических событий.

Пространственное положение кимберлитов в латеральном ряду платформенных формаций достаточно определено: кимберлитовая формация — крайний внутриплатформенный член этого ряда. Что же касается места кимберлитов во временном ряду формаций, то предполагается образование кимберлитов после формации ще-

лочных и ультраосновных пород с карбонатитами и раньше нефелиносиепит-сиепитовых. Более или менее определенно пространственное положение и щелочногранитных и щелочнолипаритовых формаций в латеральном ряду платформенных формаций — они являются периферическими членами ряда. Место же этих формаций во временном ряду — в числе поздних магматических образований — еще нуждается в уточнении. Таким образом, временной и латеральный ряды щелочных комплексов Восточно-Африканской провинции приобретают черты довольно полного и более или менее универсального ряда континентальных щелочных магматических формаций в целом.

3. Временной ряд платформенных формаций в генетическом отношении можно сопоставить в первом приближении с таковым геосинклинальных формаций. Трапповая формация и группа формаций щелочных ультрамафитов и габброидов натриевого ряда платформ соответствуют инициальному магматизму Г. Штилле и группе формаций ранней геосинклинальной стадии, группа формаций нефелиновых сиепитов — сиепитов и щелочных гранитов — гранитоидному магматизму инверсионной стадии, а группа формаций щелочных ультрамафитов и габброидов калиевого ряда, по-видимому, финальному магматизму Г. Штилле. В определенном смысле полный временной ряд платформенных магматических формаций представляет собой модифицированный вариант полного временного ряда геосинклинальных магматических формаций, латерально смещенного в сторону платформы. Временной ряд платформенных формаций значительно запаздывает по сравнению с таковым геосинклинальных формаций и соответствует поздней орогенной стадии полного геосинклинального цикла.

4. На океанических островах чаще наблюдается явление телекопирования — пространственное наложение поздних эффузивных комплексов на ранние. Элементы латеральной зональности и своеобразной «дисперсии» магматических комплексов по латерали лучше фиксируются в более крупных континентальных петрографических провинциях.

5. Ряд щелочных формаций океанических рифтов близок ранним членам ряда континентальных формаций и, так же как и последний, характеризуется натриевым типом геохимической специализации (табл. 15). Обращает на себя внимание, что поздние члены ряда континентальных щелочных формаций (нефелинитовая с карбонатитами, кимберлитовая, фонолитовая, щелочнотрахитовая, щелочнориолитовая и лейцитовая) для океанических рифтов и океанов вообще нехарактерны. Другими словами, формационный ряд океанов — это всего лишь резко сокращенная начальная часть длинного и контрастного ряда щелочных платформенных формаций.

6. В океанах ряд вулканических формаций внутриплитных поднятий (толеитовая, щелочнобазальтовая, фонолит-трахит-щелочнобазальтовая, фонолит-нефелинитовая) несколько отличается от ря-

да формаций срединно-океанических рифтов (толеитовая, щелочно-базальтовая, риолит-трахит-щелочобазальтовая). Вместе с тем большое сходство рядов формаций позволяет предполагать, что внутриплитные поднятия, как и срединно-океанические хребты, представляют собой структуры рифтогенного типа.

7. В периконтинентальных рифтовых зонах островные щелочные провинции характеризуются таким же формационным рядом, как океанические внутриплитные поднятия, а прибрежные — формационным рядом, аналогичным ряду внутриконтинентальных рифтов. С нашей точки зрения, это обстоятельство связано с переходным типом коры, подстилающей периконтинентальные рифтовые зоны.

## Геохимическая специализация щелочных формаций

Вопрос о геохимической специализации щелочных формаций разрабатывался главным образом в работах исследователей советской геологической школы. В настоящее время появилась необходимость рассмотреть эту проблему для всей совокупности щелочных формаций в целом и для каждой из них в отдельности. Для суждения о геохимической специализации щелочных формаций необходимы сведения об их средних химических составах («формационных средних»), которые слагаются из сведений о химических составах щелочных пород и сведений об их распространенности. Последние приведены нами в гл. III.

Из-за недостатка аналитических данных пока нет возможности охарактеризовать средние химические составы породных членов каждой щелочной формации, хотя отдельные попытки в этом направлении предпринимаются. Вместо этого нами рассчитаны средние химические составы одинаковых породных членов разных щелочных формаций. Этот условный прием позволяет приблизиться к характеристике породного уровня щелочных формаций.

В соответствии с поставленной задачей нами в первую очередь анализируется химический состав щелочных интрузивных пород, встречающихся, по существу, только на континентах, затем состав щелочных эффузивных пород, развитых как на континентах, так и в океанах. Кроме того, проводится их попарное сравнение с целью выявления провинциальных различий континентальных и океанических пород, а также возможных фациальных различий эффузивных и интрузивных пород. В заключение рассматривается геохимическая специализация щелочных эффузивных формаций океанов и щелочных интрузивных формаций континентов для определения геохимических черт каждой щелочной формации. В заключение отметим, что под термином «*фойдафильные* элементы» нами понимаются редкие щелочи, щелочноземельные, редкоземельные, радиоактивные элементы и элементы с большими радиусом и зарядом, т. е. те, которыми обогащены щелочные или фойдные породы и которые составляют их специфику.

### 1. Химический состав щелочных интрузивных пород континентов

Расчеты средних химических составов щелочных пород, но только в части петрогенных элементов, проводились В. И. Герасимовским [1963 г.], А. А. Кухаренко [1968 г.], С. П. Соловьевым [1970 г.], Л. С. Бородиным [1974 г.], Р. Леметром [1976 г.], В. Г. Лазаренковым [31] и другими исследователями. В настоящее время быстро нарастающий поток сведений о содержаниях элементов-примесей в интересующих нас породах позволяет вплотную подойти к расчету не только петрогенных, но и микроэлементных составов главнейших разновидностей щелочных интрузивных пород, рассчитанных нами и приведенных в табл. 16. Таким образом, первая задача состоит в рассмотрении распределения элементов-

Таблица 16

Средние микроэлементные составы щелочных интрузивных пород (г/т)

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
F	1998	1040	1240	900	2500	1700	1305	8100	2800	1721
P	314	1000	595	790	468	3300	2755	9200	3925	729
S	138	330	1126	720	464	1500	2727	5600	980	470
Cl	—	661	1150	600	2832	800	500	300	1060	—
Li	71	38	44	17	107	23	23	34	21	59
V	16	26	52	18	84	225	422	107	168	41
Cr	6,6	11	16	13	59	468	49	48	471	29
Co	7,9	14	9,3	4	7	35	29	17	43	11
Ni	6,3	6,9	10	8	32	75	28	2,5	192	12
Cu	37	28	23	16	21	111	106	1,0	91	34
Zn	126	90	72	33	356	68	86	—	74	126
Ga	43	27	30	19	50	18	22	96	19	38
Rb	221	192	270	686	296	188	100	40	355	227
Sr	54	434	835	282	908	945	1946	3400	1997	418
La	182	146	134	70	389	36	237	516	157	184
TR	389	400	434	88	1244	257	594	2021	349	489
Y	184	64	62	5	156	41	44	96	38	125
Zr	836	510	411	95	2514	137	490	1120	633	819
Nb	115	70	89	18	403	7,1	171	1951	92	141
Ba	205	1567	1388	2700	430	3017	1172	2340	4057	876
Hf	27	2,8	14	1	95	—	8,4	—	—	23
Ta	7,4	7,0	13	0,8	27	—	13	8,1	8,0	10
Pb	42	25	35	16	93	39	6,6	16	29	40
Th	39,1	10,0	13,2	18	40,0	15,7	15,2	23	45	29,4
U	7,8	4,5	4,8	3,6	20,1	4,2	13,6	13,2	9,1	7,5

Примечания. 1. Усл. обозначения: 1 — щелочной гранит, 2 — щелочной сиенит, 3 — мнаскитовый нефелиновый сиенит, 4 — псевдолейцитовый сиенит, 5 — агапитовый нефелиновый сиенит, 6 — щелочной габброид, 7 — ийолит, 8 — карбонатит, 9 — лейцитит, 10 — средняя щелочная порода. 2. Число объектов и значения дисперсии по данной статистике приведены в работе [31].

примесей внутри группы щелочных интрузивных пород. Опираясь на эти сведения, а также на данные о распространенности щелочных интрузивных пород в пространстве (см. рис. 20), можно рассчитать условную «среднюю щелочную породу» (ЩП), состав которой удобно использовать в качестве эталона для сравнения со средними составами щелочных пород в целях выявления их геохимических особенностей. Расчетом ЩП мы восполняем пробел, существующий во всех таблицах средних составов магматических пород.

Третья задача, решение которой может быть совмещено с решением двух первых, касается распределения микроэлементов в минералах щелочных пород. Материалом, как отмечалось, нам послужили данные о содержаниях элементов-примесей в щелочных породах крупнейших щелочных провинций мира, обработка и корреляционный анализ которых проводились в вычислительном центре ВСЕГЕИ.

Элементы магматических эманаций содержится в щелочных породах в большем количестве, чем в известково-щелочных. Содержание фтора в ЩП (1721 г/т) почти в 2 раза превышает его концентрацию в гранитах и гранодиоритах (800 г/т по А. П. Виноградову [8]) — интрузивных породах, существенно обогащенных фтором в ряду известково-щелочных пород.

Фосфора, серы и хлора содержится в ЩП несколько больше, чем в породах нормального ряда, максимально обогащенных этими элементами. Элементы магматических эманаций обогащают различные щелочные породы в разной степени. Если фтор и хлор сравнительно равномерно распределены в лейкократовых и меланократовых породах, то фосфор и сера концентрируются главным образом в меланократовых. Резко обогащены фосфором меланократовые щелочные породы: щелочные габброиды (3300 г/т), ийолиты (2755 г/т) и лейцититы (3925 г/т), в которых его находится гораздо больше, чем в базальтах (1400 г/т [Тейлор С., 1972 г.]) и ультрабазитах (170 г/т [8]). Серы в щелочных габброидах (1500 г/т) и ийолитах (2727 г/т) тоже содержится больше, чем в лейкократовых щелочных породах (100—1100 г/т). Все это роднит щелочные меланократовые породы с известково-щелочными, особенно с базальтами. Сверхвысокие концентрации фтора (8100 г/т), фосфора (9200 г/т), серы (5600 г/т) и, конечно, углерода отмечаются в карбонатитах.

Значительный интерес представляет характер распределения элементов магматических эманаций по минералам щелочных пород. Основная масса хлора и серы, особенно в лейкократовых разновидностях, сосредоточена главным образом в бесцветных минералах: во вторичном содалите, а также в первичных гаюине, нозеане и содалите. Во фторсодержащих минералах хлор отмечается в ничтожных количествах. Характер распределения серы по минералам совпадает с характером распределения хлора, но небольшая часть этого элемента связана также с сульфидными минералами. Фтор входит главным образом в состав цветных и акцессорных минералов — амфиболов, слюд, титано- и цирконосиликатов с добавочной анионной группой. К числу концентраторов фтора относятся апатит, а также флюорит и редкий виллиомит. Распределение фосфора по минералам щелочных пород изучено недостаточно. Его основная масса (более 90 %) обычно приходится на долю апатита.

Щелочные элементы. Литий и рубидий концентрируются в щелочных породах в больших количествах, чем в нормальных. Лития в них содержится в 1,5 раза больше (59 г/т), чем в граните (40 г/т [8]), а содержание рубидия (227 г/т) превышает его концентрацию в гранитах (200 г/т [8]) и в сиенитах (110 г/т [Турекьян К., Ведеполь К., 1960 г.]) — интрузивных породах нормального ряда, максимально обогащенных этими элементами. Среди щелочных интрузивных пород лейкократовые типы обладают более высокими концентрациями лития и рубидия, чем меланократовые, причем наиболее дифференцированные разновидности (ще-

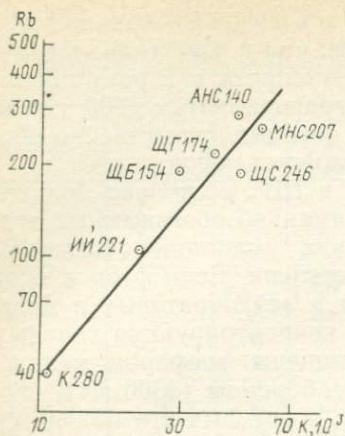


Рис. 55. Распределение  $K$  и  $Rb$  в щелочных интрузивных породах. Здесь, а также на рис. 58 приняты следующие усл. обозначения: ЩГ — щелочной гранит; ЩС — щелочной сиенит; МНС — миаскитовый нефелиновый сиенит; АНС — агапитовый нефелиновый сиенит; ИИ — ийолит; ЩБ — щелочной габброид;  $K$  — карбонатит. Цифры — значения отношений  $K/Rb$ . Содержания элементов даны в граммах на тонну.

лочные граниты и агапитовые нефелиновые сиениты) содержат больше лития и рубидия, чем менее дифференцированные (щелочные сиениты и миаскитовые нефелиновые сиениты). Так, в агапитовых нефелиновых сиенитах (107 г/т) и щелочных гранитах (71 г/т) лития содержится больше, чем в щелочных сиенитах (38 г/т) и миаскитовых нефелиновых сиенитах (44 г/т). В щелочных интрузивных сериях литий, подобно рубидию, является «накапливающимся» и может быть использован в качестве индикаторного элемента.

Отношение  $K/Rb$  при переходе от ультрабазитов к лейкократовым породам уменьшается (рис. 55) аналогично тому, как оно уменьшается во многих щелочных дифференцированных комплексах и массивах [31]. По нашим данным [31], содержания рубидия коррелируются положительно с кремнием и калием, а отрицательно — с алюминием, магнием и двухвалентным железом. Корреляционные связи рубидия со стронцием и цирконием показаны на рис. 56 и 57. Распределение рубидия по минералам лейкократовых щелочных пород показывает, что основная масса рубидия сконцентрирована в ортоклазе. Отмеченный выше эффект уменьшения отношения  $K/Rb$  в процессе дифференциации щелочных пород в значительной мере связан с распределением этого минерала. По Р. Берлину и С. Гендерсону [76], коэффициент распределения рубидия между ортоклазом и щелочными расплавами обычно меньше единицы, вследствие чего рубидий накапливается в расплаве. Важнейшими концентраторами рубидия являются также лейцит и псевдолейцит, причем в отличие от ортоклаза по С. Гендерсону [1965 г.] коэффициент распределения рубидия между лейцитом и щелочными расплавами высок (1,5—4,0), что служит причиной «ненормального» возрастающего отношения  $K/Rb$  в некоторых дифференцированных сериях щелочных пород. Литий концентрируется главным образом в щелочных цветных минералах, а также в нефелине.

Рис. 56. Положительные (а) и отрицательные (б) корреляционные связи Rb, Sr, Zr в щелочных интрузивных породах.

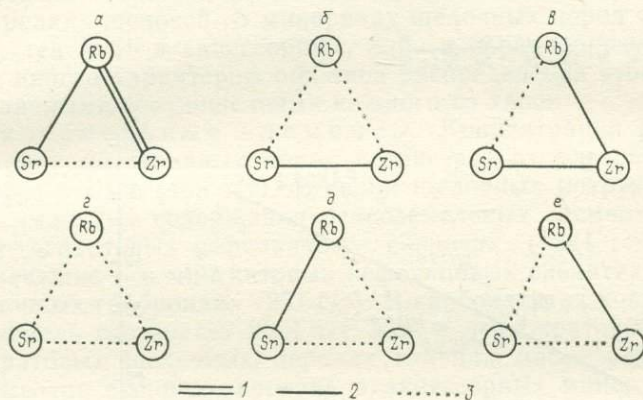
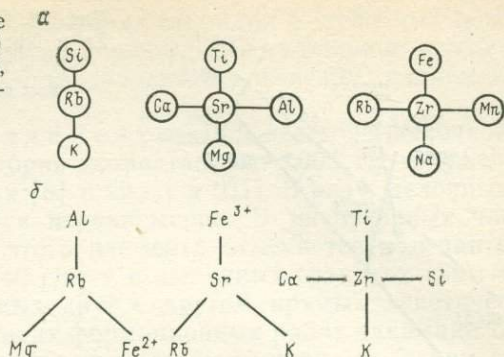


Рис. 57. Корреляционные связи Sr, Rb, Zr в щелочном граните (а), щелочном липарите (б), щелочном сиените (в), щелочном трахите (г), мнаскиновом нефелиновом сиените (д) и фонолите (е).

Коэффициенты корреляции: 1 — >0,5; 2 — 0,5—0,25; 3 — 0,25—0,00.

**Щелочноземельные элементы.** В серии интрузивных горных пород содержание стронция и бария возрастает от 10 и 1 г/т [8] в ультрабазитах до 300 и 830 г/т [8] в гранитах и 418 и 876 г/т в ШП. В серии щелочных интрузивных пород лейкократовые разновидности беднее этими элементами, чем меланократовые. Стронций и барий являются здесь типичными «убывающими» элементами. Наибольшее содержание стронция устанавливается в карбонатитах (3400 г/т), а наименьшее — в лейкократовых щелочных гранитах (54 г/т).

Как было показано нами на примере массива Лос, содержание стронция в процессе кристаллизационной дифференциации убывает, что связано с кристаллизацией плагиоклаза и ортоклаза, аккумулирующих основную массу стронция. По данным Р. Берлина и С. Гендерсона [76], коэффициент распределения стронция между вкрапленниками и трахитовыми и фонолитовыми расплавами колеблется для плагиоклаза от 3,27 до 4,21, а для ортоклаза

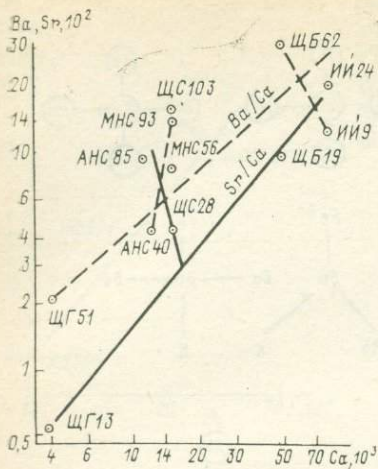
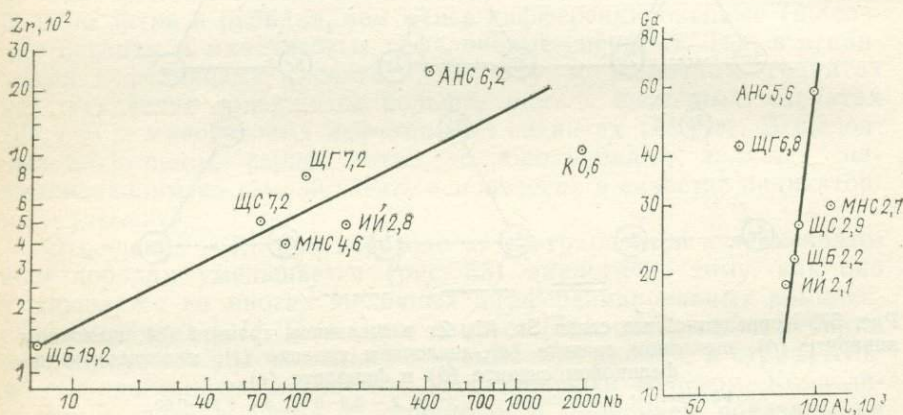


Рис. 58. Распределение Ва, Sr и Са; Zr и Nb; Ga и Al в щелочных интрузивных породах.

Усл. обозначения см. на рис. 55.



от 1,2 до 2,8. Кроме полевых шпатов значительная часть стронция находится в цветных и аксессуарных минералах. Поведение бария в процессе дифференциации определяется главным образом распределением ортоклаза, в котором содержится основная масса этого элемента. В щелочных дифференцированных сериях барий, как и стронций, принадлежит к числу «убывающих» элементов. Его коэффициент распределения между ортоклазом и расплавами трахитового и феолитового состава изменяется от 1,17 до 8,95 [76]. Отношения Sr/Ca и Ba/Ca в щелочных породах при переходе от меланократовых членов к лейкократовым в целом возрастают (рис. 58), что напоминает их поведение в ряду известково-щелочных пород. Однако если в известково-щелочных породах это связано с возрастанием содержания стронция и бария по отношению к убывающему кальцию, то в щелочных породах — с падением количества этих элементов по отношению к интенсивно уменьшающейся концентрации кальция.

По данным табл. 16 содержания стронция в щелочных породах коррелируются положительно с алюминием, кальцием, магнием и титаном, а отрицательно с трехвалентным железом, калием и рубидием (см. рис. 56, 57).

**Радиоактивные элементы.** В известково-щелочной серии пород содержание тория возрастает от 0,005 г/т в ультрабазитах до 18 г/т в гранитах [8] и 29 г/т в ЩП. В ряду щелочных пород торий распределяется неравномерно. В интрузивных членах повышенное количество этого элемента отмечается в агпаитовых нефелиновых сиенитах (40 г/т) и в щелочных гранитах (39 г/т) — горных породах, связанных друг с другом прямым генетическим родством, но которые в своих формационных рядах занимают определенное положение, являясь их конечными членами. Таким образом, поведение тория в щелочных породах весьма похоже на поведение редких щелочей. В минералах щелочных пород торий концентрируется либо в аксессуарных, либо в пороодообразующих минералах, иногда характерны оба типа распределения этого элемента с различными соотношениями каждого из типов.

**Редкоземельные элементы.** Концентрация редких земель в ряду интрузивных пород возрастает от ультрабазитов к гранитам и к ЩП (489 г/т). В серии щелочных интрузивных пород максимальные содержания редкоземельных элементов фиксируются в агпаитовых нефелиновых сиенитах (1244 г/т), значительно меньшие — в миаскитовых нефелиновых сиенитах и особенно в щелочных габброидах (257 г/т). В карбонатитах концентрация редких земель составляет 2021 г/т. Как в лейкократовых, так и в меланократовых щелочных породах главная масса редкоземельных элементов сконцентрирована в аксессуарных минералах.

**Элементы с большими радиусом и зарядом** (ниобий и цирконий). Эти элементы являются типичными «накапливающимися» элементами. В ряду интрузивных пород количество циркония постепенно нарастает от ультрабазитов (30 г/т [8]) к гранитам (200 г/т [8]) и к щелочным породам (819 г/т). Содержание ниобия в ЩП (141 г/т) почти в 7 раз превышает таковое в «среднем» граните (20 г/т [8]) и в 4 раза — в сиените (35 г/т [Турекьян К., Ведеполь К., 1961 г.]). Поэтому в некоторых геохимических работах, посвященных кристаллизационной дифференциации, цирконий используется в качестве удобного «индекса дифференциации» вместо традиционных критериев, основанных на соотношениях петрогенных элементов.

Максимальные содержания циркония и ниобия характерны для конечных членов дифференцированных серий. Так, наибольшие концентрации циркония наблюдаются в агпаитовых нефелиновых сиенитах (2514 г/т), далее в карбонатитах (1120 г/т) и в щелочных гранитах (836 г/т), промежуточные концентрации характерны для щелочных сиенитов (510 г/т), ийолитов (490 г/т) и миаскитовых нефелиновых сиенитов (411 г/т), минимальные — для щелочных габброидов (137 г/т). Изменение значений отношения Zr/Nb в главнейших разновидностях щелочных пород показано на рис. 58.

В щелочных породах содержания циркония коррелируются положительно с концентрациями железа, марганца, натрия и рубидия и отрицательно — с содержаниями кальция, титана, кремния и калия (табл. 16). Корреляционные связи циркония с этими элементами, а также с рубидием и стронцием изображены на рис. 56 и 57. В щелочных породах цирконий и ниобий концентрируются либо в аксессуарных, либо в цветных минералах, либо в тех и в других, причем возможны разные соотношения этих типов распределения рассматриваемых элементов [18].

Сидерофильные элементы. Среди элементов этой группы особый интерес представляет ванадий. Другие элементы группы железа обнаруживают в щелочных породах сходный характер распределения. В ряду известково-щелочных интрузивных пород ванадий является типичным «убывающим» элементом. Его содержание в ЩП (41 г/т) почти такое же, как в граните (40 г/т [8]). В щелочной интрузивной серии меланократовые члены характеризуются более высоким содержанием ванадия (422—107 г/т), чем лейкократовые (84—16 г/т), причем среди меланократовых пород ванадия больше в ийолитах (422 г/т) и меньше в щелочных габброидах (225 г/т), а среди лейкократовых его больше в агпаитовых нефелиновых сиенитах (84 г/т) и меньше в щелочных гранитах (16 г/т). Значение отношения  $V/Fe^{3+}$  щелочных пород при переходе от меланократовых членов к лейкократовым уменьшается, так как уменьшение содержания ванадия происходит быстрее, чем трехвалентного железа. Основная масса ванадия заключена в железосодержащих цветных (в частности, в эгирине) и аксессуарных минералах.

Халькофильные элементы (медь, свинец и галлий). В отличие от других, элементы этой группы характеризуются различным поведением. Если распределение меди в щелочных породах аналогично распределению сидерофильных элементов, то распределение свинца и галлия соответствует таковому «накапливающимся» элементов.

В интрузивной серии нормального ряда увеличение отношения от ультраосновных пород к щелочным свидетельствует о накоплении галлия по отношению к алюминию в поздних продуктах дифференциации. В щелочных интрузивных породах имеет место аналогичная тенденция (рис. 58). Резкая положительная аномалия отношения  $Ga/Al$  отмечается в карбонатитах. В целом, анализируя химический состав щелочных интрузивных пород континентов, можно сделать выводы.

1. По сравнению с другими группами магматических пород щелочные породы содержат повышенные концентрации так называемых фойдафильных элементов, к которым относятся элементы магматических эманаций, элементы с большими радиусом и зарядом, а также щелочные, щелочноземельные, радиоактивные, редкоземельные и некоторые халькофильные.

2. Элементы магматических эманаций обогащают щелочные породы в неодинаковой степени: фтор — существенно, а фосфор и се-

ра — умеренно. При этом если фтор и хлор сравнительно равномерно распределены в лейкократовых и меланократовых породах щелочного ряда, то фосфор и сера концентрируются преимущественно в последних, что роднит их с меланократовыми породами нормального ряда, особенно с базальтами. Концентрации фосфора и серы в меланократовых породах щелочного ряда существенно превышают содержание этих элементов в аналогичных породах нормального ряда. Хлор и сера сосредоточены главным образом во вторичном содалите, а также в первичных гаюине, нозеане и содалите; фтор находится преимущественно в цветных и акцессорных минералах, а фосфор почти целиком заключен в апатите.

3. Литий и рубидий концентрируются в лейкократовых щелочных породах в большем количестве, чем в меланократовых, причем максимальные их содержания отмечаются в продуктах поздней дифференциации. Литий и рубидий являются «накапливающимися» индикаторными элементами, распределение которых в средних типах щелочных пород близко напоминает их распределение в конкретных щелочных дифференцированных комплексах и массивах. Распределение редких щелочных элементов контролируется в щелочных породах для рубидия распределением калиевых, а для лития — мафических минералов.

4. Стронций и барий в щелочной интрузивной серии являются типичными «убывающими», тогда как в ряду известково-щелочных пород они относятся к числу «накапливающих» элементов. Их распределение в щелочных породах и поведение в процессе кристаллизационной дифференциации устанавливаются распределением полевых шпатов и других калиевых минералов, в меньшей мере акцессорных.

5. Содержания радиоактивных и редкоземельных элементов, а также элементов с большими радиусом и зарядом, подобно содержанию редких щелочей, максимальны в конечных членах щелочного ряда в щелочных гранитах, в агапитовых нефелиновых сиенитах и в карбонатитах. Распределение этих элементов в средних типах щелочных пород обнаруживает те же особенности, что в конкретных дифференцированных сериях этих пород. Содержание тория в лейкократовых щелочных породах контролируется распределением калиевых и акцессорных минералов, редких земель главным образом — поведением акцессорных минералов, а циркония и ниобия — распределением акцессорных и цветных минералов.

6. Сидерофильные элементы в меланократовых щелочных породах, естественно, содержатся в большем количестве, чем в лейкократовых. Пониженные их концентрации устанавливаются в агапитовых нефелиновых сиенитах, в щелочных гранитах и в карбонатитах. Эти типичные «убывающие» элементы в средних типах щелочных пород ведут себя так же, как в конкретных дифференцированных сериях, где их содержание в поздних продуктах резко снижается. Характер распределения меди полностью совпадает с таковым для ванадия; другими словами, этот типичный халькофильный элемент уподобляется в щелочных породах сидерофиль-

Таблица 17

## Распределение микроэлементных групп в щелочных породах

Группа элементов-примесей	Щелочной гранит	Щелочной сиенит	Миаскитовый нефелиновый сиенит	Псевдолейцитовый сиенит	Агпаитовый нефелиновый сиенит	Щелочной габброид	Ийолит	Карбонатит	Лейцитит
Щелочные	=	—	=	+	+	—	—	—	+
Щелочноземельные	—	+	+	+	=	+	+	+	+
Радиоактивные	+	—	—	—	+	—	—	=	+
Редкоземельные	—	—	=	—	+	—	=	+	—
С большими радиусом и зарядом	=	—	—	—	+	—	—	+	—
Сидерофильные	—	—	=	—	+	+	+	+	+
Халькофильные	=	—	=	—	+	—	—	+	—

Примечание. Суммарное содержание всех элементов данной группы выше (+), ниже (—) или равно (=) таковому в средней щелочной интрузивной породе (см. табл. 16).

ным элементам. Распределение сидерофильных элементов в щелочных породах в процессе кристаллизационной дифференциации контролируется распределением мафических цветных и аксессуарных минералов.

7. В целом совпадение общего характера распределения элементов-примесей в средних типах щелочных пород с таковым в конкретных дифференцированных сериях этих пород, распределение микроэлементов по минералам щелочных пород, данные о коэффициентах распределения малых элементов между фенокристаллами и основной массой щелочных эффузивных пород, а также общий характер поведения коэффициентов корреляции и различных отношений  $K/Rb$ ,  $Sr/Ca$ ,  $Ba/Ca$ ,  $Ga/Al$  — все это, с нашей точки зрения, довольно убедительно свидетельствует в пользу того, что ответственным процессом за распределение микроэлементов в породах щелочной интрузивной серии является механизм кристаллизационной дифференциации, усиленный флюидным переносом.

8. По количеству и характеру распределения элементов-примесей главнейшие разновидности щелочных интрузивных пород делятся на две группы: обогащенные микроэлементами агпаитовые нефелиновые сиениты и щелочные граниты. Среди них по степени концентрации фойдафильных элементов на первом месте стоят агпаитовые нефелиновые сиениты, на втором — щелочные граниты (табл. 17). В карбонатитах содержание этих элементов еще более высокое. Наибольшая насыщенность всеми группами микроэлементов устанавливается в агпаитовых нефелиновых сиенитах, за которыми следуют карбонатиты, содержащие мало редких щело-

чей, а затем щелочные граниты, характеризующиеся низкими концентрациями щелочноземельных и сидерофильных элементов (табл. 17).

Обедненные микроэлементами щелочные породы по степени убывания фойдафильных элементов образуют ряд — ийолиты, щелочные сиениты, миаскитовые нефелиновые сиениты, псевдолейцитовые сиениты, щелочные габброиды (табл. 17). Из них лейкократовые щелочные сиениты и миаскитовые нефелиновые сиениты выделяются повышенным содержанием щелочноземельных, а меланократовые ийолиты и щелочные габброиды — щелочноземельных и сидерофильных элементов. Важную роль в определении общей щелочности и зараженности щелочных комплексов малыми элементами играют известково-щелочные комагматы. В ряде комплексов они характеризуются повышенной щелочностью и высокими концентрациями элементов-примесей. Так обстоит дело с нормальными биотитовыми гранитами Северной Нигерии, которые сопутствуют щелочным гранитам [67].

Относительно обогащены элементами-примесями оливиниты и пироксениты из формации не только ультраосновных и щелочных пород с карбонатами [18], но и нефелиновых сиенитов — габбро Кольского полуострова. Высокие концентрации микроэлементов фиксируются в нормальных трахитах, ассоциирующих со щелочными трахитами и фонолитами. По-видимому, весьма распространен случай, когда известково-щелочные комагматы щелочных комплексов богаче элементами-примесями, чем аналогичные им породы известково-щелочных комплексов. Сам по себе этот факт представляет большой генетический интерес, так как показывает, что, несмотря на значительную роль последующих процессов кристаллизационной дифференциации, известково-щелочные комагматы щелочных комплексов отчетливо наследуют геохимические признаки первичной анатектической магмы каждого конкретного комплекса.

## 2. Химический состав щелочных эффузивных пород континентов и океанов

В данном разделе сравниваются химические составы щелочных эффузивных пород континентальных и океанических провинций с целью выявления черт их сходства и различия. Материалом нам послужили сведения о содержании химических элементов в нефелинитах, базанитах, щелочных трахитах, щелочных риолитах и фонолитах всех крупнейших щелочных провинций континентов и океанов. Общие выборки по каждой из щелочных пород составлены как «средние из средних» химических составов этих пород в данных щелочных провинциях. Кайнотипный состав рассмотренных пород, а также использование нами современных химических анализов повышает (в то время как проведение этих анализов в разных лабораториях и разными методами снижает) степень достоверности данного исследования, основные результаты которого приведены в табл. 18.

Таблица 18

Средние химические составы щелочных эффузивных пород океанов и континентов (вес. %, г/т)

Окисел. элемент	1				2				3				4			
	О	К	n <sub>о</sub>	n <sub>к</sub>	О	К	n <sub>о</sub>	n <sub>к</sub>	О	К	n <sub>о</sub>	n <sub>к</sub>	О	К	n <sub>о</sub>	n <sub>к</sub>
SiO <sub>2</sub>	57,0	55,9	10	17	71,3	72,6	6	13	43,6	45,6	12	12	39,5	41,9	12	17
TiO <sub>2</sub>	0,5	0,5	10	17	0,3	0,4	6	13	2,9	2,1	12	12	3,1	2,2	12	17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,6	19,3	10	17	13,1	10,2	6	13	12,6	15,6	12	12	11,3	12,7	12	17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,5	3,2	10	17	1,4	2,5	6	13	6,2	3,9	12	10	6,7	5,4	12	15
FeO	1,7	2,0	8	17	2,1	2,9	6	13	6,0	7,1	12	12	8,1	6,0	10	17
MnO	0,2	0,2	10	17	0,1	0,2	6	13	0,2	0,2	11	12	0,2	0,2	12	17
MgO	0,6	0,8	10	17	0,1	0,1	6	13	10,9	7,2	12	12	12,5	7,6	12	17
CaO	1,9	2,2	10	17	0,6	0,4	6	13	11,5	9,8	12	12	12,7	11,4	12	17
Na <sub>2</sub> O	8,7	7,4	10	17	5,9	5,6	6	13	3,2	3,6	12	12	3,6	5,2	12	17
K <sub>2</sub> O	5,6	5,8	10	17	4,3	4,5	6	13	1,4	2,9	12	12	1,4	2,5	12	17
Rb	221	387	9	18	101	196	5	14	34	127	12	13	33	56	12	19
Sr	445	322	9	20	23	11	6	16	859	1117	12	14	1112	2182	12	16
La	96	174	3	7	152	218	4	10	57	58	6	8	70	128	6	7
ΣTR	234	444	3	11	460	601	4	12	265	257	6	7	291	356	6	13
Th	30	48	3	11	18	29	5	8	6,2	26,1	6	11	7,3	12,6	3	11
Zr	807	830	8	20	1179	1404	5	15	253	278	8	15	269	341	9	17
Nb	121	252	7	13	128	221	5	12	47	92	6	11	69	110	7	17
Cr	6	25	5	11	5	49	2	10	366	239	11	13	467	247	8	15
Co	14	10	5	8	1	8	1	8	54	43	9	8	73	40	6	9
Ni	4	12	6	10	5	6	5	13	226	118	12	10	330	116	9	12
V	57	63	4	7	10	13	1	7	258	200	7	10	254	201	5	12
Ga	24	24	3	4	—	34	—	9	19	17	3	7	18	17	3	7
Zn	120	170	4	10	238	286	4	8	109	88	6	9	125	110	8	6
Pb	20	26	4	9	34	37	4	10	4	12	4	5	6	17	4	8

Примечания. 1. Усл. обозначения: 1 — фолонит, 2 — щелочной риодит, 3 — базанит, 4 — нефелинит; О — океан, К — континент. n — число объектов. 2. Здесь, а также в табл. 19, 20 петрогенные элементы даны в весовых процентах; элементы-примеси — в граммах на тонну.

Из табл. 18 следует, что по геохимическим особенностям континентальные щелочные эффузивные породы явно отличаются от своих океанических аналогов. При этом по сходству геохимических различий меланократовые щелочные эффузивы — нефелиниты и базаниты — отличаются от лейкократовых щелочных трахитов, щелочных риолитов и фонолитов. Меланократовые щелочные эффузивы континентов по сравнению с океаническими обогащены салическими петрогенными элементами (кремнием, алюминием, натрием, калием) и обеднены мафическими (магнием, кальцием, титаном). В ряду элементов-примесей они обогащены редкими щелочами (литием, рубидием, по-видимому, цезием), щелочными землями (стронцием и барием), особенно радиоактивными элементами (ураном и торием), элементами с большими радиусом и зарядом (в частности, ниобием), некоторыми литофильными элементами (например, свинцом), т. е. обогащены практически всеми некогерентными элементами и обеднены сидерофильными. Другими словами, меланократовые щелочные эффузивы континентов отличаются от своих океанических аналогов примерно теми же химическими особенностями, которыми отличаются континентальные базальты от океанических [Бородин Л. С., 1981 г.].

Лейкократовые щелочные эффузивы континентов по сравнению с океаническими особенно не различаются петрогенными элементами. В ряду элементов-примесей они обогащены редкими щелочами (рубидием), редкими землями, особенно радиоактивными элементами (ураном и торием), возможно, элементами с большими радиусом и зарядом (в частности, ниобием). Другими словами, лейкократовые щелочные эффузивы континентов отличаются от своих океанических аналогов примерно теми же признаками, что и меланократовые, но в значительно меньшей степени. Причины геохимических различий континентальных и океанических щелочных эффузивов в целом, по-видимому, связаны с геохимическими различиями мантии под обоими типами коры или с различиями в интенсивности потока мантийных флюидов под ними. Большая степень различий меланократовых щелочных пород и меньшая лейкократовых, с нашей точки зрения, определяется первично-анатектическим характером первых и дифференцированным — вторых. По-видимому, процесс дифференциации в основном скрадывает и загущивает первичные геохимические различия состава мантии или ее флюидов, но может их и усиливать, как это отчетливо видно на примере радиоактивных элементов.

### **3. Неэквивалентность химических составов щелочных эффузивных и интрузивных пород**

В данном разделе проведено сравнение химических составов щелочных эффузивных и интрузивных пород с целью выявления фациальных черт сходства и различий.

При сравнении химических составов главнейших разновидностей щелочных интрузивных пород с их эффузивными аналогами,

Таблица 19

Средние химические составы лейкократовых интрузивных и эффузивных пород (вес. %, г/т)

Элемент, окисел	$\bar{X}_1$	$\bar{X}_2$	$n_1$	$n_2$	$\bar{X}_3$	$\bar{X}_4$	$n_3$	$n_4$	$\bar{X}_5$	$\bar{X}_6$	$n_5$	$n_6$
SiO <sub>2</sub>	73,96	71,12	26	113	61,23	60,06	30	23	55,90	55,89	35	28
TiO <sub>2</sub>	0,23	0,36	26	113	0,68	0,84	29	23	0,50	0,58	35	27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,05	10,42	26	113	17,12	16,40	30	23	20,51	18,93	35	27
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,02	2,02	26	113	2,30	2,84	29	23	2,26	2,75	35	27
FeO	1,40	3,77	23	113	2,74	3,57	29	22	2,46	1,78	32	26
MnO	0,08	0,20	25	112	0,14	0,26	27	23	0,17	0,25	32	27
MgO	0,21	0,13	24	103	0,89	0,69	30	21	0,65	0,71	35	27
CaO	0,58	0,55	26	111	2,18	2,19	30	23	2,13	2,03	35	27
Na <sub>2</sub> O	4,45	6,21	26	113	5,87	6,62	30	23	7,32	7,88	34	27
K <sub>2</sub> O	4,65	4,49	26	113	5,72	5,0	30	23	6,76	5,63	35	27
F	1998	2752	9	68	1040	3059	7	8	1240	1259	24	5
Cl	—	2200	—	80	611	4210	6	5	1150	2116	12	16
Li	71	59	12	7	38	26	15	7	44	27	31	6
V	16	13	8	6	26	54	11	9	52	63	19	9
Cr	6,6	19	6	8	11	17	10	14	16	25	18	10
Co	7,9	7,5	6	8	14	14	7	10	9,3	12	13	7
Ni	6,3	6,5	7	17	6,9	6	12	16	10	9,4	19	11
Cu	37	8,1	9	18	28	22	16	12	23	23	27	11
Zn	126	287	9	14	90	151	13	13	72	160	17	10
Ga	43	33	7	11	27	23	16	5	30	22	29	8
Rb	221	191	20	24	192	250	21	20	270	266	29	25
Sr	54	17	17	23	434	351	23	21	835	479	27	29
La	182	195	5	15	146	153	11	7	134	103	6	4
TR	389	524	6	18	400	460	11	8	434	243	25	9
Y	184	177	9	16	64	68	11	13	62	54	7	13
Zr	837	1332	16	24	510	777	20	19	411	694	26	21
Nb	115	207	16	21	70	152	16	15	89	190	24	23
Ba	205	196	11	22	1567	736	17	19	1388	920	22	23
Hf	27	35	4	3	2,3	16	2	2	14	10	6	2
Ta	7,4	14	9	9	7,0	23	5	2	13	15	17	6
Pb	42	32	9	15	25	22	15	9	35	35	20	8
Th	39,1	27	8	10	20,0	25,1	19	8	13,2	34,1	33	9
U	7,8	7,5	7	3	4,5	10,0	16	8	4,8	10,7	40	7

Примечание. 1 — щелочной гранит, 2 — щелочной липарит, 3 — щелочной сиенит, 4 — щелочной трахит, 5 — мнаскитовый нефелиновый сиенит, 6 — фonoлит;  $\bar{X}$  — среднее содержание,  $n$  — число объектов.

например, в паре щелочной гранит — щелочной риолит (табл. 19) обращает на себя внимание, что в содержании элементов-примесей, элементов магматических эманаций, а также некоторых петрогенных элементов наблюдается существенное различие. Подобное же сравнение в других парах щелочных лейкократовых пород: щелочной сиенит — щелочной трахит и нефелиновый сиенит — фonoлит — показывает, что характер этого различия выдерживается независимо от состава той или иной сравниваемой пары. Так, если концентрация лития в щелочном граните выше, чем в щелочном

риолите, то и в щелочном сиените она выше, чем в щелочном трахите, а в нефелиновом сиените выше, чем в фонолите. Или если содержание циркония в щелочном граните ниже, чем в щелочном риолите, то его содержание в щелочном сиените ниже, чем в щелочном трахите, а нефелиновом сиените ниже, чем в фонолите. Особенно рельефно неэквивалентность состава сравниваемых пород вырисовывается при суммировании химических составов всех эффузивных (щелочные липариты, щелочные трахиты, фонолиты) и всех интрузивных (щелочные граниты, щелочные сиениты, миаскитовые нефелиновые сиениты) пород.

В целом из данных табл. 19 видно, что по характеру распределения в плутонических и вулканических щелочных породах все химические элементы можно подразделить на три группы.

1. Элементы, концентрация которых в эффузивных породах выше, чем в интрузивных аналогах.

2. Элементы, концентрация которых в интрузивных породах выше, чем в эффузивных аналогах.

3. Элементы с близким содержанием в обоих типах пород.

К первой группе относятся следующие элементы: петрогенные (марганец), магматических эманаций (фтор и хлор), с большими радиусом и зарядом (цирконий, ниобий, тантал), радиоактивные, а также халькофильные (цинк); ко второй группе — щелочноземельные (стронций, барий) и щелочные (литий); к третьей группе — многие петрогенные элементы, сидерофильные (кобальт, никель), редкоземельные (иттрий), щелочные (рубидий), халькофильные (свинец). Все остальные относятся к числу элементов с невыясненными отношениями или с двойственным характером распределения. Как видим, в самой тенденции распределения химических элементов концентрироваться в эффузивных или интрузивных породах наблюдается геохимическая специализация, отчетливо свидетельствующая, что различия в составах интрузивных и эффузивных пород имеют вполне закономерный, а не случайный характер.

Отдельные петрогенные и характерные микроэлементы щелочных пород (титан, марганец, цинк, цирконий, ниобий, барий, стронций, хлор), для которых имеются достаточно представительные данные, статистически сравнивались с помощью критериев Фишера и Стьюдента. Между концентрациями большинства петрогенных элементов, за исключением марганца и титана, в эффузивных и интрузивных породах значимых различий при 5 %-ном уровне значимости не наблюдается, хотя на первый взгляд они имеются. Для некоторых характерных микроэлементов (хлор, стронций, цинк, цирконий, ниобий, барий) наличие значимых различий устанавливается при 5 %-ном уровне значимости. При менее строгом, 10 %-ном, уровне значимости круг таких элементов существенно расширяется и приближается к тому, который очерчен выше при разделении этих элементов на три группы.

Различия в химическом составе щелочных эффузивных и интрузивных пород довольно естественно связать с различиями в условиях их образования. Эффузивные породы, в отличие от ин-

грузивных, кристаллизуются при резком охлаждении, низком давлении и быстрой потере летучих компонентов. Среди термодинамических факторов в регулировании состава микроэлементов главная роль принадлежит режиму отделения летучих компонентов. Складывается определенное впечатление, что быстрота затвердевания и кристаллизации эффузивных пород в резко неравновесных условиях благоприятствует консервации в них части магматических эманаций. Наоборот, более равновесный и продолжительный процесс отделения летучих элементов в условиях высокого давления и меньшего градиента температур является более эффективным механизмом выноса из магмы не только летучих компонентов, но и тех микроэлементов, которыми эффузивные породы обогащены по сравнению с интрузивными. Таким образом, за неэквивалентность составов щелочных эффузивных и интрузивных пород ответствен процесс магматической дистилляции в понимании В. А. Николаева и В. В. Доливо-Добровольского [1961 г.].

Неэквивалентность химических составов магматических пород, принадлежащих к одной петрографической группе, сходных по петрохимическому составу, но образовавшихся в различных фациальных условиях, была установлена еще В. И. Вернадским [1909 г.]. Вопросом взаимоотношений составов эффузивных и интрузивных пород интересовался Ф. Ю. Левинсон-Лессинг [1906 г.]. В дальнейшем это положение получило развитие в работах Г. А. Шаткова и Е. Н. Гущина [1969 г.], Л. Н. Овчинникова [1977 г.] и ряда других исследователей, которые показали, что оно проливает дополнительный свет на всю проблему образования месторождений полезных ископаемых и представляет большой генетический интерес.

В числе современных исследователей одними из первых на различия в содержании отдельных элементов в составах средних интрузивных и эффузивных пород, возникших из одного и того же магматического расплава, обратили внимание С. П. Соловьев [1970 г.] на примере титана в габбро и базальтах, В. В. Бурков [1966 г.] на примере стронция в диоритах и андезитах, Д. Нобл, В. Смит, Л. Пек [1967 г.] на примере фтора и хлора в гранитах и риолитах. При отдельных попытках сопоставить химические составы интрузивных, жильных и эффузивных комагматов в конкретных плутоно-вулканических комплексах или родственных эффузивных и интрузивных формациях нередко обнаруживали геохимические различия между этими породами, но иногда и не обнаруживали, особенно если эффузивные породы были представлены палеотипными разновидностями. По Д. Ноблу, В. Смигу, Л. Пеку [1967 г.], в процессе перекристаллизации и палеотипных превращений содержание элементов-примесей в кайнотипных породах, особенно в вулканических стеклах, резко снижается по всему спектру микроэлементов или по некоторым из них. Поэтому при сравнении комагматических аналогов магматические, в первую очередь вулканические, породы должны быть по возможности не затронутыми процессами вторичных изменений и даже деятельно-

стью дождевых и подземных вод. Наиболее подходящим объектом для таких исследований являются совершенно свежие продукты современной магматической деятельности.

В настоящее время появились данные, свидетельствующие о неэквивалентности эффузивных аналогов щелочных эффузивных и интрузивных пород и карбонатитов [Солодов Н. А., Балашов Л. С., Кременецкий А. А., 1980 г.; Тейлор Р., 1981 г.; Ляхович В. В., 1983 г.; Дистлер В. В., 1985 г.]. В. Джонс [1981 г.] сравнил щелочные трахиты молодых вулканитов Киломбе и Лондиани в Кении с комагматическими щелочными сиенитами. Щелочные трахиты содержат больше элементов-примесей (циркония, ниобия, редких земель), чем щелочные сиениты. Классический пример значительной неэквивалентности составов эффузивных и интрузивных членов демонстрируют карбонатиты (Д. Даусон [19]). Щелочные карбонатитовые лавы Олдоиньо—Ленгаи замечательны наиболее высоким содержанием щелочей (около 30 %  $\text{Na}_2\text{O}$ ) и летучих компонентов (фтора, хлора, серы), чем интрузивные карбонатиты. Карбонатитовые лавы Олдоиньо—Ленгаи весьма обогащены барием, литием и рубидием, в них отсутствуют ниобий и цирконий, а некоторые разновидности обогащены ураном (35 г/т) и торием. Анализируя различия в содержании химических элементов в эффузивных и интрузивных карбонатитах, Д. Даусон приходит к выводу, что они реализуются в виде ореолов фенитизации и фельдшпатизации вокруг карбонатитовых интрузий.

#### 4. Геохимическая специализация щелочных интрузивных формаций континентов

В данном разделе выявляются геохимические особенности каждой щелочной формации в отдельности с учетом того, что геохимическая специализация принадлежит к числу важнейших прогностических признаков. Сведения о составе щелочных формаций, рассчитанные из средних составов щелочных комплексов, приведены в табл. 20. Из-за недостаточного количества аналитических данных на сегодняшний день роль средних составов щелочных формаций иногда выполняют средние составы крупнейших щелочных комплексов или средние из средних составов крупнейших щелочных массивов (рис. 59). Совершенно ясно, что эти составы играют роль «формационных средних» лишь в первом приближении, тем не менее они вполне характеризуют общее «лицо» и все геохимические особенности той или иной формации. Для сравнения можно использовать средние химические составы земной коры и верхней мантии [47].

Формация щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами в химическом отношении изучена в первую очередь на примере ковдорского и гулинского, а также восточно-сибирского и других комплексов (табл. 20). Значительного внимания заслуживает эталонный гулинский комплекс. По сравнению со средним составом ультраосновных пород (по А. П. Виногра-

Таблица 20

Средние химические составы щелочных интрузивных формаций (вес. %, г/т)

Оксид, элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	33,69	42,40	47,94	74,20	75,25	66,61	58,10	55,98	56,98	51,84	52,95
TiO <sub>2</sub>	2,64	3,61	0,83	0,21	0,12	0,64	0,79	0,48	0,50	0,95	1,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,63	15,29	13,30	10,53	12,44	16,69	20,28	21,18	20,00	12,03	19,98
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,61	5,61	3,32	2,65	0,82	1,44	0,59	2,17	1,88	3,85	3,38
FeO	6,88	10,70	5,88	1,77	1,05	1,21	3,17	2,77	1,88	3,28	1,28
MnO	0,21	0,22	0,16	0,10	0,02	0,13	0,14	0,14	0,07	0,25	0,23
MgO	20,06	5,27	7,37	0,11	0,16	0,11	0,97	0,58	0,95	1,03	0,73
CaO	12,39	10,09	10,20	0,58	0,56	0,70	2,56	2,18	2,10	2,20	1,62
Na <sub>2</sub> O	2,01	3,01	2,26	4,52	4,26	6,26	7,30	7,75	3,20	13,83	10,21
K <sub>2</sub> O	1,45	1,30	5,50	4,79	4,61	5,44	5,45	5,62	10,83	5,17	6,21
Li	6	3	—	66	124	25	80	12	25	51	42
Rb	53	50	160	200	420	170	230	97	480	180	240
Sr	1070	—	1200	65	40	210	48	690	1320	600	890
Ba	940	—	4500	290	200	650	180	650	4150	1200	990
Th	37	—	14	—	—	19	46	10	40	20	21
U	7	—	5,6	—	—	4	—	4	7	4,8	10
TR	920	—	430	370	510	270	—	190	150	680	980
Y	20	—	28	76	220	110	185	—	—	51	73
Zr	290	—	250	2400	520	640	570	500	86	790	1600
Nb	180	—	6	53	200	140	155	130	30	180	330
Hf	5	—	—	—	19	—	—	9	—	—	38
Ta	22	—	—	5,8	31	—	—	12	5	15	28
V	280	240	340	6	—	23	6	25	51	—	69
Cr	610	400	900	5	—	1	25	18	—	—	16
Co	60	130	45	1	—	1	10	11	—	5	11
Ni	570	34	80	7	—	9	10	5	—	85	36
Cu	65	160	80	162	—	2	12	18	15	57	11
Pb	12	—	25	30	41	3	—	12	38	28	19
Ga	17	9	16	33	33	29	45	30	20	30	44

Примечания. 1. Усл. обозначения формаций: 1 — щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами (среднее из карело-кольского и гулинского комплексов, а также ликриловых порфиритов, ассоциирующих с карбонатитовыми комплексами), 2 — мнаскитовых нефелиновых сиенитов — габбро (карело-кольский комплекс), 3 — псевдолейцитовых сиенитов — шонкинитов (среднее из западноталасского комплекса и массива Шонкин-Сар), 4 — эгирин-арфведсонитовых гранитов (среднее из кейвского и хан-богдинского комплексов), 5 — эгирин-арфведсонитовых и колумбитоносных биотитовых гранитов (северонигрийский комплекс), 6 — мнаскитовых нефелиновых сиенитов — сиенитов (среднее из комплекса района Осло и массива Кангердлуссуак), 7 — мнаскитовых нефелиновых сиенитов — сиенитов с карбонатитами (малавийский комплекс Чилва), 8 — сиенитов — мнаскитовых нефелиновых сиенитов (среднее из ильмено-вишневогорского и тувино-монгольских комплексов), 9 — псевдолейцитовых сиенитов (среднее из Сынырского и Сандыкского массивов), 10 — сиенитов — агапитовых и мнаскитовых нефелиновых сиенитов (среднее из гардарского комплекса и массива Лос), 11 — агапитовых нефелиновых сиенитов (среднее из составов Ловозерского и Хибинского массивов). 2. Таблица составлена по данным А. А. Кухаренко, В. С. Гладких, В. И. Гоньшаковой, Л. С. Бородина, А. В. Лапина, Э. А. Багдасарова, В. Неша, И. Д. Батиевой, М. В. Дуранте, А. И. Тугаринова, В. И. Коваленко, П. Боудена, Д. Тернера, О. Бримена, Р. Дитриха, К. Хейра, Д. Кемпа, В. Дира, Б. Рука, Е. М. Еськова, А. С. Павленко, Р. П. Тихоненковой, Б. И. Злобина, В. Ватта, Б. Алтона, В. Г. Лазаренкова, В. И. Герасимовского, А. В. Галахова и других исследователей.

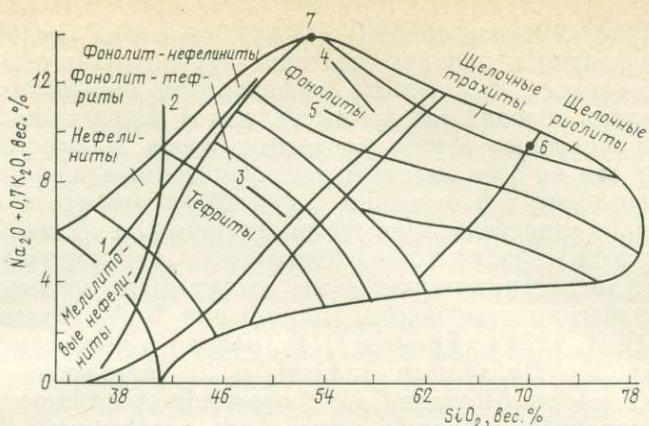


Рис. 59. Вариационные линии крупнейших щелочных эффузивных комплексов. 1—6 — комплексы: 1 — угандийско-танзанийский, 2 — буфумбирский, 3 — римско-неаполитанский, 4 — кенийский, 5 — ишимский, 6 — эфиопский; 7 — средний состав Хибинского массива.

дугу) в интересующей нас формации, судя по ковдорскому комплексу [18], имеет место значительное обогащение элементами магматических эманаций, особенно углеродом и фосфором. Щелочных элементов — рубидия и лития — в комплексах формации щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами содержится больше, чем в мантии и примерно столько же, сколько в земной коре [47], но значительно меньше, чем в ЩП.

Характерно, что концентрации щелочноземельных элементов в этих комплексах на 2—3 порядка выше, чем в средних составах ультраосновных пород, мантии и коры. Примерно такая же концентрация редкоземельных и особенно радиоактивных элементов, а также элементов с большими радиусом и зарядом. Вместе с тем необходимо отметить, что уровни содержания этих элементов в крупном гулинском и в меньшем по размерам ковдорском комплексах довольно различны: гулинский комплекс весьма обеднен этими группами элементов [68]. Отклоняется в сторону состава обычных ультрамафитовых формаций общее содержание сидерофильных элементов: в комплексах интересующей нас формации оно ниже, чем в мантии, за счет хрома, никеля и кобальта, ванадия же в них больше. В целом для формации щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами отмечаются резко повышенные концентрации фойдафильных элементов по сравнению не только с мантией и формациями ультраосновных пород, но и с корой и даже со ЩП (редкоземельные, радиоактивные элементы и элементы с большими радиусом и зарядом). По сравнению с формациями псевдолейцитовых сиенитов — шонкинитов и кимберлитов формация щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами довольно сильно обогащена ниобием и в меньшей степени редкими землями.

Геохимические данные об элементах-примесях в формации миаскитовых нефелиновых сиенитов — габбро

крайне ограниченные (табл. 20). Из данных А. В. Лапина [1975 г.] по ультраосновным породам массивов Гремяха-Вырмес и Ельть-озерского следует, что уровень концентрации фойдафильных элементов в этих породах так же высок, как в аналогичных породах формации щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами. Этот факт сам по себе выделяет рассматриваемые породы из группы ультраосновных и основных пород известково-щелочных формаций и явно свидетельствует об их генетическом своеобразии.

Формация псевдолейцитовых сиенитов — шонкинитов в геохимическом плане может быть иллюстрирована западноталасским комплексом [Багдасаров Э. А., Орлова М. П., Козырев В. И., 1974 г.; Еремеев Н. В., 1984 г.] и массивом Шонкин-Саг (табл. 20). По данным В. Неша и Д. Уилкинсона [1970 г.], изучавших массив Шонкин-Саг, содержание элементов магматических эманаций в среднем составе рассматриваемой формации выше, чем в мантии. Из числа щелочных элементов содержание рубидия в ней превышает таковое в мантии примерно на 2 порядка и выше его содержания в земной коре. Щелочноземельных и радиоактивных бария и стронция, тория и урана в формации псевдолейцитовых сиенитов — шонкинитов на 2—3 порядка больше, чем в мантии, и значительно больше, чем в коре. Редкоземельных элементов в ней также больше, чем в мантии. Среди элементов с большими радиусом и зарядом циркония в комплексах рассматриваемой формации больше, чем в мантии и коре. Ниобий распределен менее определенно. Сидерофильных элементов в формации псевдолейцитовых сиенитов — шонкинитов, как и в формации щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами, меньше, чем в мантии. Из халькофильных элементов меди и галлия в ней больше, чем в среднем составе ультраосновных пород.

Сравнение состава рассматриваемой формации с составом формации щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами показывает, что по отношению к последней формация псевдолейцитовых сиенитов — шонкинитов обогащена калием и рубидием, барием, стронцием, свинцом, а ее некоторые комплексы — торием и ураном. По сравнению со ЩП данная формация обогащена барием и стронцием. Микроэлементный состав формации псевдолейцитовых сиенитов — шонкинитов обнаруживает определенную близость к составу кимберлитовой формации. По нашему мнению, этот факт представляет большой генетический интерес и свидетельствует об определенном сходстве в условиях образования обеих калиевых формаций.

Формация эгирин-арфведсонитовых гранитов. В этой формации геохимически изучены кейвский [Батиева И. Д., 1976 г.] и хан-богдинский [7] комплексы (табл. 20). Содержание щелочных элементов — лития и рубидия — в обоих комплексах примерно такое же, как и в земной коре. Щелочноземельных элементов — бария и стронция — в формации эгирин-арфведсонитовых гранитов меньше, чем в коре, и значительно меньше, чем в подавляющем большинстве щелочных формаций. По сравнению с ман-

тней кейвский комплекс обогащен как барием, так и стронцием, в то время как хан-богдинский ими обеднен и в целом характеризуется рекордно низким содержанием этих элементов. Концентрация редких земель в рассматриваемой формации несколько выше, чем в средней кислой породе (по А. П. Виноградову), причем имеет место некоторая обогащенность иттрием и легкими лантаноидами. Количество элементов с большими радиусом и зарядом — циркония, ниобия, тантала, гафния — в формации эгирин-арфведсонитовых гранитов существенно превышает содержание этих элементов в коре. В хан-богдинском комплексе фиксируются исключительно высокие концентрации циркония и гафния. Сидерофильных элементов в рассматриваемой формации меньше, чем в коре, а халькофильных — меди, цинка и галлия — несколько больше, чем в средней кислой породе (по А. П. Виноградову [8]). В целом по сравнению с земной корой формация эгирин-арфведсонитовых гранитов обогащена главным образом элементами с большими радиусом и зарядом, щелочными и редкими землями, а по сравнению со ЩП — цирконием. Все это составляет суть ее геохимической специализации.

Общий характер поведения элементов-примесей в северонигерийском комплексе формации эгирин-арфведсонитовых и колумбитоносных биотитовых гранитов (табл. 20) сходен с таковым формации эгирин-арфведсонитовых гранитов. По нашему мнению, это свидетельствует о близости условий образования первичных магм обеих формаций. По сравнению с формацией эгирин-арфведсонитовых гранитов в составе рассматриваемой формации больше лития и рубидия, а также редких земель, особенно иттриевой группы. Стронцием и барием северонигерийский комплекс обеднен даже в большей степени, чем формация эгирин-арфведсонитовых гранитов. Обращает на себя внимание, что в северонигерийском комплексе по сравнению с кейвским и хан-богдинским наблюдаются положительные «геохимические кульминации» ниобия, гафния, тантала и олова, в то время как циркония меньше, чем в этих комплексах. По сравнению со ЩП формация обогащена некоторыми элементами с большими радиусом и зарядом (ниобий, тантал), тяжелыми лантаноидами и редкими щелочами (литий и рубидий).

Формация миаскитовых нефелиновых сиенитов — сиенитов в настоящее время может быть охарактеризована химическими составами комплекса Осло и массива Кангердлугсуак (табл. 20). Любопытно отметить, что геохимические характеристики этих сходных в петрографическом отношении массивов существенно совпадают. По сравнению со средним составом ультраосновных пород (по А. П. Виноградову [8]) комплекс Осло [Дитрих Р., Хейр К., 1967 г.] обогащен элементами магматических эманаций, что же касается соотношения содержаний этих элементов в комплексе Осло и в кислых породах (по А. П. Виноградову), тут наблюдается примерное сходство. Щелочных элементов — лития и рубидия — в формации миаскитовых нефелиновых сиени-

тов — сиенитов несколько больше, чем в коре. Щелочноземельных элементов — стронция и бария — в ней столько же, сколько в коре, и больше, чем в мантии. Радиоактивных элементов и элементов с большими радиусом и зарядом в рассматриваемой формации больше, чем в коре, а сидерофильных меньше. Следует отметить, что общий характер содержания элементов-примесей формации миаскитовых нефелиновых сиенитов — сиенитов, в принципе, близок к таковому в коре. По сравнению с корой описываемая формация также несколько обогащена цирконием, а по сравнению со ЩП значительно обеднена многими элементами.

Содержание химических элементов в формации миаскитовых нефелиновых сиенитов — сиенитов с карбонатами, судя по комплексу Чилва (табл. 20) очень сходно с таковым в вышерассмотренной формации. По сравнению с последней формация миаскитовых сиенитов — сиенитов с карбонатами обнаруживает концентрации редких щелочей (лития и рубидия), а также тория, иттрия и галлия и пониженные содержания щелочноземельных элементов. По сравнению со ЩП комплекс Чилва обогащен торием.

Формация сиенитов — миаскитовых нефелиновых сиенитов может быть рассмотрена на примере ильмено-вишневогорского [Еськова Е. М., Жабин А. Г., Мухитдинов Г. Н., 1964 г.] и тувино-монгольского [Павленко А. С., Филиппов Л. В., Орлова М. П., 1974 г.] комплексов (табл. 20). Несмотря на большое сходство петрогенных составов, содержания элементов-примесей в обоих комплексах, особенно щелочноземельных, а также элементов с большими радиусом и зарядом — ниобия и гафния — сильно варьируют. Щелочных лития и рубидия в формации сиенитов — миаскитовых нефелиновых сиенитов содержится примерно столько же, сколько в коре, причем содержание рубидия здесь самое низкое по сравнению с другими щелочными лейкократовыми формациями. Концентрация щелочноземельных бария и стронция в рассматриваемой формации находится на уровне среднекорового. Содержание радиоактивных элементов в формации сиенитов — миаскитовых нефелиновых сиенитов примерно соответствует их содержанию в коре, а редкоземельных — в среднем составе кислых пород (по А. П. Виноградову). Количество элементов с большими радиусом и зарядом для описываемой формации превышает среднекоровое. Сидерофильных элементов в ней содержится меньше, чем в коре. По сравнению со ЩП формация обеднена всеми фойдафильными элементами. В целом общий уровень концентрации элементов-примесей в формации сиенитов — миаскитовых нефелиновых сиенитов примерно соответствует их содержанию в земной коре. Исключение составляют только элементы с большими радиусом и зарядом, которых здесь больше.

Формация псевдолейцитовых сиенитов. Особенности химизма этой формации в настоящее время могут быть рассмотрены на примере составов Сынырского и Сандыкского массивов (табл. 20). Щелочных лития и рубидия в составе формации

значительно больше, чем в коре. Количество рубидия здесь достигает максимальной цифры во всем ряду щелочных формаций и по сравнению со ЩП. Особенно велико, даже по сравнению со ЩП, содержание бария и стронция, достигающее здесь таких же рекордных концентраций, как и в формации псевдолейцитовых сиенитов — шонкинитов. Радиоактивных элементов в рассматриваемой формации больше, чем в мантии, тория больше, чем в коре и в ЩП. Содержание редких земель здесь значительно ниже, чем в мантии. Обращает на себя внимание также исключительно низкое (ниже среднекорового) содержание элементов с большими радиусом и зарядом — циркония, ниобия и тантала (средние значения самые минимальные во всем ряду щелочных формаций). В целом химизм формации псевдолейцитовых сиенитов, с одной стороны, контрастен и характеризуется высокими содержаниями редких щелочей, щелочноземельных и радиоактивных элементов и низкими — редкоземельных элементов и элементов с большими радиусом и зарядом. С другой стороны, особенности химизма рассматриваемой формации весьма сходны с особенностями химизма формации псевдолейцитовых сиенитов — шонкинитов, что, по нашему мнению, свидетельствует об определенной близости условий формирования этих формаций.

Формация сиенитов — агпайтовых и миаскитовых нефелиновых сиенитов по общему уровню содержания всех групп элементов-примесей значительно превышает среднекоровый (табл. 20). Для формации особенно характерны элементы с большими радиусом и зарядом, а также щелочные, особенно барий. В целом микроэлементный состав рассматриваемой формации наиболее близок к составу ЩП.

Формация агпайтовых нефелиновых сиенитов, как и формация эгирин-арфведсонитовых гранитов, обладает наиболее высоким уровнем концентрации элементов-примесей среди других щелочных формаций (табл. 20). Содержание малых щелочей — лития и рубидия — в ней превышает среднекоровое и в первом приближении соответствует содержанию этих элементов в формации эгирин-арфведсонитовых гранитов. Щелочноземельных стронция и бария в формации агпайтовых нефелиновых сиенитов содержится значительное количество — такое же, как в меланократовой формации щелочных и ультраосновных пород с карбонатами, причем стронция в ней даже столько, сколько в калиевых формациях псевдолейцитовых сиенитов — шонкинитов и псевдолейцитовых сиенитов, однако бария в формации агпайтовых нефелиновых сиенитов значительно меньше, чем в формациях калиевого ряда. Щелочноземельных элементов в формации больше, чем в ЩП. Радиоактивными и редкоземельными элементами описываемая формация сильно обогащена (последних в ней больше, чем в ЩП). Судя по соотношению иттрия и общей суммы редких земель, для формации агпайтовых нефелиновых сиенитов по сравнению с формацией эгирин-арфведсонитовых гранитов более характерны редкие земли церневой группы.

Исключительно высокие концентрации элементов с большими радиусом и зарядом, которых здесь больше, чем в ЩП, составляют важнейшую геохимическую особенность формации агпайтовых нефелиновых сиенитов. Высокие концентрации циркония более или менее устойчиво повторяются в различных массивах и комплексах рассматриваемой формации. Содержание сидерофильных и халькофильных элементов в формации агпайтовых нефелиновых сиенитов довольно близко к среднекоровому. В целом для рассмотренной формации характерны элементы с большими радиусом и зарядом, особенно цирконий, щелочноземельные, а также редкоземельные и радиоактивные. Значительной обогащенностью щелочноземельными элементами, особенно стронцием, формация агпайтовых нефелиновых сиенитов отличается от весьма похожей в геохимическом отношении формации эгирин-арфведсонитовых гранитов. Другое важное отличие — накопление в ней более легких лантаноидов по сравнению с редкими землями иттриевой группы, концентрирующимися в формации эгирин-арфведсонитовых гранитов.

Анализ геохимической специализации щелочных формаций позволяет сделать следующие выводы.

1. Важной чертой состава щелочных комплексов является *гетерогенность* как петрогенных элементов, так и элементов-примесей. Она вытекает из неоднородности количественно-породных и химических составов слагающих их горных пород. Как было сказано, соотношения щелочных и нормальных пород в составах различных комплексов варьируют в широких пределах и, очевидно, чем меньше в данном конкретном комплексе щелочных пород, тем слабее проявлена в нем щелочная специфика и тем больше общий химический состав приближается к составу нормального известково-щелочного комплекса.

Состав щелочных пород также влияет на общую щелочность и обогащенность комплекса фойдафильными элементами. В этом легко убедиться, если сравнить составы ковдорского комплекса Кольского полуострова и Северной Карелии и гулинского Маймеча-Котуйской провинции. Даже по составу петрогенных элементов первый соответствует мелилитовому базальту, а второй — нефелиновому пикриту. Различия в составе элементов-примесей обоих комплексов особенно существенны: ковдорский комплекс весьма обогащен, а гулинский резко обеднен этими элементами. Большая разница в составах микроэлементов устанавливается между щелочногранитными кейвским, хан-богдинским и северонигерийским комплексами. Здесь максимальные концентрации лития и рубидия, тантала, ниобия и олова фиксируются в северонигерийском комплексе, щелочноземельных элементов — в кейвском, а циркония и гафния — в хан-богдинском.

Аналогичная картина имеет место в группах сиенитовых и нефелиносиенитовых формаций. Так, в формации миаскитовых нефелиновых сиенитов — сиенитов комплекса района Осло в петрогенном и микроэлементном соотношении исключительно похож на

кангердлугсуакский, однако в последнем значительно больше лантана и бария. В формации сиенитов — миаскитовых нефелиновых сиенитов близкие по составу петрогенных элементов ильмено-вишневогорский и тувино-монгольский комплексы существенно различаются по содержанию тантала, ниобия, бария, стронция (больше в ильмено-вишневогорском комплексе). В формации псевдолейцитовых сиенитов сандыкский комплекс значительно обогащен редкими землями по сравнению с сыннырским. Гетерогенность химических составов щелочных комплексов определяется гетерогенностью составов анатектических или первичных комплексных магм. Другими словами, средний химический состав каждого комплекса соответствует составу анатектической выплавки.

2. Гетерогенность химических составов щелочных комплексов находит свое отражение в наличии «геохимических кульминаций» — аномально высоких или, наоборот, низких содержаний отдельных элементов, определяющих геохимические особенности щелочных комплексов и петрографических провинций. Издавна известная Итальянская провинция щелочных пород калиевого типа в микроэлементном отношении является замечательной урановоториевой провинцией [Печерильго А. и др., 1984 г.]. Причем «ураганные» содержания этих элементов отмечаются здесь не только в щелочных, но и в комагматичных известково-щелочных породах. Всеми исследователями Восточной Африки подчеркивается обогащенность щелочных пород этой провинции цирконием и гафнием. Наоборот, щелочные породы Центрального Алдана значительно обеднены цирконием, а породы сыннырского комплекса — цирконием и редкими землями. Для тувино-монгольского комплекса весьма характерно повышенное содержание редкоземельных элементов, а для щелочных гранитов Уайт-Маунтин — тория.

3. Значительный интерес представляет пока еще недостаточно изученный вопрос о преемственности или повторяемости одних и тех же геохимических особенностей в разновозрастных щелочных комплексах одной и той же петрографической провинции. Исключительно обогащены фойдафильными элементами щелочные породы Карело-Кольского региона. Эта особенность характерна как для древних, так и для молодых щелочных комплексов. Причина этого явления состоит в первичной зараженности блока мантийного анатексиса одними и теми же химическими элементами или в относительном постоянстве состава мантийных флюидов, мигрирующей через данный блок на протяжении длительной геологической истории.

4. Наряду с гетерогенностью магматические комплексы каждой щелочной формации обладают суммой химических признаков, повторяющихся во всех комплексах данной формации и составляющих сущность ее *геохимической* специализации. Формация щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами обогащена сидерофильными, щелочными и редкоземельными элементами, а также ниобием и танталом. Геохимическая специализация формации ми-

аскитовых нефелиновых сиенитов — шонкинитов выражена отчетливо на щелочноземельные, сидерофильные и щелочные элементы, а также на свинец. Формация эгирин-арфведсонитовых гранитов содержит повышенные концентрации циркония, редких земель, халькофильных элементов и резко пониженные концентрации стронция и бария. Близкими геохимическими особенностями характеризуется формация эгирин-арфведсонитовых и колумбитоносных биотитовых гранитов, в составе которой отмечается значительное содержание элементов с большими радиусом и зарядом, особенно ниобия, гафния и тантала, редких щелочей, в первую очередь рублидия, при резком дефиците стронция и бария. Формация миаскитовых нефелиновых сиенитов — сиенитов не обладает заметно выраженной геохимической специализацией, за исключением некоторой обогащенности барием и стронцием. В формации миаскитовых нефелиновых сиенитов — сиенитов с карбонатитами, наоборот, наблюдаются высокие содержания малых щелочей (лития и рублидия), радиоактивных (тория и урана), а также редкоземельных элементов. Формация сиенитов — миаскитовых нефелиновых сиенитов, как и формация миаскитовых нефелиновых сиенитов — сиенитов, обеднена всеми группами элементов-примесей, пожалуй, кроме элементов с большими радиусом и зарядом. Формация псевдолейцитовых сиенитов, несмотря на общий низкий уровень концентрации элементов-примесей, обогащена малыми щелочами — литием, рублидием, а также щелочноземельными и радиоактивными элементами. Ее характерная геохимическая особенность состоит в низком содержании элементов с большими радиусом и зарядом.

Формации сиенитов — агпантовых и миаскитовых нефелиновых сиенитов и агпантовых нефелиновых сиенитов характеризуются близкими геохимическими особенностями: обогащены элементами с большими радиусом и зарядом, щелочноземельными и редкоземельными элементами. В целом геохимическая специализация щелочных формаций натриевого ряда довольно четко отличается от специализации щелочных формаций калиевого ряда.

5. По сравнению с химическими составами земной коры, родственных известково-щелочных формаций и особенно мантии средние химические составы всех щелочных формаций содержат на 1—2, иногда на 3 порядка больше элементов магматических эманий, элементов с большими радиусом и зарядом, а также щелочных, щелочноземельных, радиоактивных, редкоземельных и некоторых халькофильных. Это важная геохимическая особенность щелочных формаций.

По общему уровню концентрации перечисленных групп микроэлементов всю совокупность щелочных формаций можно подразделить на четыре естественные группы:

1) формации агпантовых нефелиновых сиенитов и эгирин-арфведсонитовых гранитов, в которых содержание элементов-примесей составляет около 3500 г/т (табл. 20);

2) формации эгирин-арфведсонитовых и биотитовых гранитов и сиенитов — агпайтовых и миаскитовых нефелиновых сиенитов (около 2000 г/т);

3) формации щелочных и ультраосновных пород с карбонатами, миаскитовых нефелиновых сиенитов — сиенитов, миаскитовых нефелиновых сиенитов — сиенитов с карбонатами (1600—1300 г/т);

4) формации сиенитов — миаскитовых нефелиновых сиенитов, псевдолейцитовых сиенитов — шонкинитов и псевдолейцитовых сиенитов (1000—900 г/т). По-видимому, повышенные концентрации элементов-примесей типичны для платформенного магматизма, примером чего служит также кимберлитовый магматизм.

## О связи минерагенической и геохимической специализации щелочных формаций

Известно, что со щелочными формациями связаны большие запасы алюминиевых и железных руд, фосфатного, керамического, титанового и карбонатного сырья, флогопита, но главным образом редких элементов, являющихся «одним из важнейших материальных факторов научно-технической революции» [61]: циркония, ниобия, тантала, редких земель, стронция, лития, рубидия, цезия, урана и др. Определенный интерес представляют алмазы и платиноиды. В связи со щелочными породами встречаются небольшие месторождения поделочных камней — чаройта, эвдиалита (Пилансберг), астрофиллита (Хибины), хромдиоксида. В щелочных базальтоидах Юго-Восточной Азии отмечаются мегакристы сапфира, корунда, циркона, а в монгольских — ювелирного граната.

Для сравнения металлогенической специализации щелочных формаций с геохимической сопоставим геохимические данные, рассмотренные в предыдущей главе, с данными о запасах редких элементов (табл. 21) и с другими сведениями о месторождениях этих элементов. При сравнении используем коэффициенты накопления и кларки концентрации щелочных пород. Сначала проанализируем металлогеническое значение неэквивалентности химических составов щелочных эффузивных и интрузивных пород, а в заключение рассмотрим прогнозные признаки месторождений редких элементов.

Таблица 21

Распределение эндогенных запасов редких металлов по формационным группам щелочных и других пород (по Н. А. Солодову [61]), %

Группа формаций	Li	Rb	Cs	Be	Sr	TR <sub>Y</sub>	TR <sub>Ce</sub>	Zr	Nb	Ta
Щелочных ультрабазитов и габброидов	—	—	—	—	—	—	44,0	20,0	67,0	3,8
Щелочных гранитов	—	—	—	—	—	95,5	—	37,0	11,0	26,2
Сиенитов — нефелиновых сиенитов	—	—	—	—	—	—	0,6	8,3	8,0	2,5
Агпантовых нефелиновых сиенитов	—	50,0	—	—	99,0	—	55,4	33,0	12,0	25,0
Гранитов	100,0	50,0	100,0	98,0	1,0	4,5	—	1,7	2,0	42,5
Других пород	—	—	—	2,0	—	—	—	—	—	—

## 1. О металлогеническом значении неэквивалентности химических составов щелочных эффузивных и интрузивных пород

В предыдущей главе нами было показано, что средние микроэлементные составы щелочных эффузивных пород *неэквивалентны* составам щелочных интрузивных пород. Существо неэквивалентности заключается в том, что в эффузивных породах наблюдаются повышенные концентрации петрогенных элементов (натрия и марганца, элементов магматических эманаций (фтора и хлора), элементов с большим радиусом и зарядом (циркония, ниобия, тантала), радиоактивных, некоторых халькофильных и др. В интрузивных породах, наоборот, выше содержание щелочноземельных и сидерофильных элементов. Различия в составах щелочных эффузивных и интрузивных пород носят довольно закономерный характер. Основной их причиной, с нашей точки зрения, является магматическая дистилляция. Разницу в содержании микроэлементов, которая оказалась законсервированной в эффузивных породах, можно рассматривать как составную часть, которая в условиях глубинной кристаллизации оказалась бы вовлеченной в процесс дистилляции и была бы вынесена из интрузивного тела во вмещающие породы с образованием рудопроявления или месторождения полезного ископаемого. Действительно, список элементов, законсервированных в эффузивных породах, весьма похож на список элементов, которые образуют месторождения, связанные со щелочными породами. Отсюда появляется принципиальная возможность оценки рудоносности щелочных магм.

Нами рассчитаны способности химических элементов переходить из расплава в газовой-жидкую фазу с помощью коэффициентов отделения

$$K_{от} = (C_{ст} - C_{кр}) / C_{ст}, \quad (1)$$

где  $C_{ст}$  и  $C_{кр}$  — концентрации химических элементов в стекле и кристаллической фазе соответственно [55]. Этот подсчет показывает (табл. 22), что массы рудных веществ, выносимые из щелочных пород, на 1—2, а может быть, и на 3 порядка превышают запасы этих элементов, подсчитанные в месторождениях [61]. При этом не надо забывать, что значительная часть рудных компонентов еще выбрасывается в воздух при застывании эффузивных пород.

Таким образом, проблема образования месторождений, в том числе редкометалльных, сводится к проблеме не столько источника рудных компонентов и растворов, сколько их локализации в виде месторождений. Следовательно, при поисках рудных месторождений около щелочных интрузивных массивов значительное внимание должно уделяться определению структуры рудного поля, т. е. участков и зон, благоприятных для миграции и улавливания летучих компонентов.

Коэффициенты отделения «накапливающихся» и «убывающих» элементов зависят от степени их накопления или убывания в кон-

Таблица 22

## Масса рудных элементов, выносимая из щелочных пород

Окисел, элемент	Щелочные гранит ( $\bar{X}_1$ ) — липарит ( $\bar{X}_2$ )			Щелочные сиенит ( $\bar{X}_3$ ) — трахит ( $\bar{X}_4$ )			Миаскитовый нефелиновый сиенит ( $\bar{X}_5$ ) — фonoлит ( $\bar{X}_6$ )		
	$\bar{X}_2 - \bar{X}_1$ , г/г	$K_{от}$	Вынос из 1 км <sup>3</sup> , тыс. т	$\bar{X}_4 - \bar{X}_3$ , г/г	$K_{от}$	Вынос из 1 км <sup>3</sup> , тыс. т	$\bar{X}_6 - \bar{X}_5$ , г/г	$K_{от}$	Вынос из 1 км <sup>3</sup> , тыс. т
TiO <sub>2</sub>	1300	0,36	3350	—	—	—	—	—	—
MnO	1200	0,60	3180	1200	0,46	3180	800	0,32	2120
Zn	—	—	—	61	0,40	162	88	0,55	230
Zr	—	—	—	267	0,34	708	—	—	—
Nb	92	0,45	245	82	0,54	217	—	—	—

Примечание. Исходные данные приведены в работах [31, 33].

клетном кристаллизующемся расплаве. Подставив в формулу (1) значение коэффициента распределения данного минерала  $K_p = C_{кр}/C_{ст}$ , получим выражение

$$K_{от} = 1 - K_p, \quad (2)$$

из которого видно, что для любого «накапливающегося» химического элемента при  $K_p < 1$  значения  $K_{от}$  положительные и тем больше, чем меньше значение  $K_p$ . Наоборот, для любого «убывающего» химического элемента при  $K_p > 1$  коэффициент  $K_{от}$  характеризуется отрицательными значениями и тем большими, чем больше значение  $K_p$ . С этим связана высокая рудогенерирующая способность поздних продуктов дифференциации щелочных магм, в которых ряд редких элементов (цирконий, ниобий, тантал, уран, торий и т. д.) принадлежит к числу «накапливающихся» и имеет  $K_p < 1$  [76]. Если число кристаллизующихся в магме минералов больше одного, выражение (2) преобразуется в формулу

$$K_{от} = 1 - (K_{p1} + K_{p2} + \dots + K_p),$$

где  $K_{p1}, K_{p2}, \dots, K_p$  — коэффициенты распределения этих минералов.

А поскольку из разных магм кристаллизуются разные минералы с разными коэффициентами распределения, то сами магмы характеризуются разными коэффициентами отделения. Существенные различия в значениях коэффициентов отделения одних и тех же химических элементов для разных щелочных магм: щелочно-риолитовой, щелочно-трахитовой, фonoлитовой, по-видимому, щелочно-ультрабазитовой и других — являются одной из причин их комплексовой и формационной металлогенической специализации.

## 2. Металлогеническая специализация щелочных формаций

Для выявления геохимической и металлогенической специализации щелочных формаций рассмотрим коэффициенты накопления их породных членов (табл. 23), рассчитанные как отношения со-

Таблица 23

Коэффициенты накопления в главнейших разновидностях щелочных пород и в карбонатах

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
F	1,2	0,6	0,7	0,5	1,5	1,0	0,8	4,7	1,6
P	0,4	1,4	0,8	1,0	0,6	4,5	3,8	12,7	5,4
S	0,3	0,7	2,4	—	1,0	3,2	5,8	11,9	2,0
Li	1,7	0,3	0,7	0,6	0,5	0,4	0,6	0,6	0,4
V	0,5	0,7	1,3	0,4	1,7	5,5	7,8	2,6	6,5
Cr	0,3	0,3	0,6	0,4	0,6	16,2	4,5	1,7	16,1
Co	1,1	0,6	0,8	0,4	1,1	3,2	3,2	1,5	3,9
Ni	0,7	0,7	0,8	0,7	3,0	6,3	1,3	0,2	16,0
Cu	0,3	0,7	0,7	0,5	0,8	3,3	6,6	0,1	2,7
Zn	1,5	0,6	0,6	0,3	1,0	0,5	0,9	—	0,6
Ga	1,1	0,8	0,8	0,5	1,3	0,5	0,4	2,5	0,5
Rb	1,4	0,6	1,2	3,0	1,0	0,8	0,4	0,2	1,6
Sr	0,2	1,2	2,0	0,7	2,1	2,3	3,3	8,1	4,8
La	0,9	1,2	0,7	0,4	2,1	0,2	—	2,8	0,9
TR	1,0	0,7	0,9	0,2	2,1	0,5	1,0	4,1	0,7
Y	1,7	0,7	0,5	0,1	0,5	0,3	—	0,8	0,3
Zr	1,3	0,6	0,5	0,1	1,7	0,2	0,4	1,4	0,8
Nb	1,1	0,5	0,6	0,1	1,6	0,1	1,0	13,8	0,7
Ba	0,4	1,3	1,6	3,0	1,1	3,4	1,2	2,7	4,6
Hf	1,3	0,7	0,6	0,1	1,7	—	0,3	—	—
Ta	1,2	0,6	1,3	0,1	2,5	—	1,0	0,8	0,8
Pb	1,6	0,4	0,9	0,4	0,5	1,0	0,2	0,4	0,7
Th	1,4	0,8	0,4	0,6	0,8	0,5	0,5	0,8	1,5
U	1,1	0,8	0,5	0,5	1,8	0,6	0,4	1,8	1,2

Примечания. 1. Усл. обозначения: 1 — щелочной гранит, 2 — щелочной сиенит, 3 — миаскитовый нефелиновый сиенит, 4 — псевдолейцитовый сиенит, 5 — агпаитовый нефелиновый сиенит, 6 — щелочной габброид, 7 — ийолит, 8 — карбонатит, 9 — лейцитит; 2. Коэффициенты накопления щелочных пород рассчитаны путем сравнения их средних химических составов со ЩП.

держаний химических элементов в средних составах конкретных щелочных пород к их содержаниям в ЩП. Геохимические данные, в том числе о коэффициентах накопления, сравним с данными о запасах редких элементов в месторождениях, генетически связанных со щелочными формациями и их породными членами (см. табл. 21), и с другими сведениями об этих месторождениях, в частности о геохимических особенностях (табл. 24).

Формация щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами. Для установления металлогенических связей этой формации предварительно рассмотрим особенности геохимической специализации ийолитов и карбонатитов. Ийолиты по общему количеству элементов-примесей (0,56 %) относительно близки к агпаитовым нефелиновым сиенитам (см. табл. 16). По сравнению со ЩП ийолиты обогащены элементами магматических эманаций, щелочноземельными (0,31 %) и сидерофильными. Остальные малые элементы находятся в них в подчиненном количестве. По содержанию и характеру распределения элементов-при-

Таблица 24

Геохимические особенности эндогенных месторождений и рудопроявлений, генетически связанных со щелочными формациями

Члены формации	Минеральные и геохимические ассоциации	Характерные элементы	Примеры месторождений и рудопроявлений
Формация щелочных и ультраосновных пород с карбонатами			
Оливиниты	Форстеритовые	Mg	Ковдор, Шава, Якупиранга
Дуниты	Магнетитовые	Fe, Ti, Ni, Cr Pt, Pd	Ковдор
Пироксениты	Перовскит-титаномагнетитовые	Nb, TR, Ti, Fe, Ni, Ta, Th	Кондер, Инагли Гулинское, Ковдор, Айрон-Хилл
Ийолиты, щелочные и нефелиновые сиениты	Флогопитовые Апатит-магнетитовые	Mg, K, F, P Fe, P, Ti, Zr, Nb, Th, Hf	Вуориярви, Себляяр, Ковдор Вуориярви, Ковдор, Палабора
Фоскориты	Магнетит-апатитовые	Fe, P, Ti, Zr, Nb, Th, Hf, TR	Гулинское, Ковдор, Палабора, Маган
Карбонаты (ранние)	Апатит-магнетитовые	Fe, P, Ti, Zr, Nb, Th, Hf, TR	Гулинское, Ковдор
	Флогопитовые	Mg, K, F, P	Ковдор, Ессейское, Палабора
	Апатит-пироксоловые Апатит-гатчеттолитовые	Nb, P, U, Th, TR, Ti, Fe Nb, Ta, U, TR, Zr	Араша, Тапира, Мрима
Карбонаты (поздние)	Борнит-халькопиритовые	Cu, Pb, Zn, Zr, U, Th, Au, Pt, Pd	Палабора
	Галенит-сфалеритовые	Pb, Zn, TR, Ce, Ba, Cd, S	Сибирь
	Паризитовые Монацитовые, бастнезитовые	TR, Ba, Ce, Sr TR, Ce, La, Sr, Ba, Nb	Сибирь Вигу, Нкомбва
	Флюоритовые Брукитовые	Ca, F, Sn, Ba, TR Ti, Nb	Большетагнинское Магнет-Ков
Формация миаскитовых нефелиновых сиенитов — габбро			
Габбро, пироксениты Тералиты, ийолит-уртиты	Титаномагнетитовые Нефелиновые	Fe, Ti Al, Na	Ельтеозерское, Патыньское Кия-Шалтырское, Горячегорское
Формация псевдолейцитовых сиенитов — шонкинитов			
Пироксениты	Халькопирит-магнетитовые	Fe, Cu, V, Co, Au, Ag, Se	Ирису

Члены формации	Минеральные и геохимические ассоциации	Характерные элементы	Примеры месторождений и рудопоявлений
Щелочные и псевдолейцитовые сиениты, карбонаты	Флогопитовые Редкоземельные Флюоритовые	Mg, K, F, Cr TR, Ce, La, Nd, Th, U, Ba, Sr  F, Th, Ce, Ba, Sr	Инагли Равалли, Маунтин-Пас, Роки-Бой Покрово-Киреевское
Щелочногранитные формации			
Биотитовые граниты	Касситеритовые Колумбитовые Пироклоровые	Sn, W, Nb, Ta, Y Nb, Ta, Zr, Hf, Th Ta, Nb, Zr, Hf, TR, U, Th	Нигерия Нигерия Нигерия
Эгирин-арфведсонитовые граниты	Фенакит-берtrandитовые Криолитовые	Be, TR, Th, Nb, Zr  Na, F, Nb, Ta, U	Ивингтут, Ильменское Казахстан, Забайкалье, Монголия
	Редкоземельные	TR, Y, Ta, Nb, Zr, Hf	
	Редкометалльные Молибденовые	Y, Nb, Th, Be, U  Mo	
Формация миаскитовых нефелиновых сиенитов — сиенитов с карбонатами			
Нефелиновые сиениты	Апатит-магнетитовые Пироклоровые	Nb, Fe, F, U, Th  Nb, TR, Th, U, Ta, Mn, Ba, Sr	Немегос  Мрима, Чилва, Луэш
Карбонаты	Монацитовые Бастнезит-кордиловитовые Флюоритовые	TR, La, Ce, Sr, Ba, Zr TR, La, Ce, Sr, Ba  F, Ba, Sr, Ra, TR, Th	Канганкунде Тундулу Амба-Донгар, Окорусу
Формация сиенитов — миаскитовых нефелиновых сиенитов			
Сиениты	Ильменорутитовые Нефелин-микроклиновые	Ta, Nb, Y, Zr, Ti  Al, Na, K	Урал, Самалпатти Вишневогорское, Турпи, Блю-Маунтин
Миаскитовые нефелиновые сиениты	Микроклин-канкринитовые	Al, Na, K	Дахунурское, Вишневогорское, Бенкрофт
	Графитовые Пироклор-цирконовые	C Ta, Nb, TR, Zr, Hf	Ботогол Урал, Украина
	Редкоземельные Пироклоровые	TR, Th, U, Zr, Pb, Mo Nb	Ньюмен, Лонни, СССР

Члены формации	Минеральные и геохимические ассоциации	Характерные элементы	Примеры месторождений и рудопроявлений
----------------	--	----------------------	--

## Формация псевдолейцитовых сиенитов

Щелочные сиениты	Лопарит-цирконовые	TR, Ce, Zr, Be, Cs	Бурпала
Псевдолейцитовые сиениты	Микроклин-лейцитовые	Al, K	Тежсарское, Сандыкское, Ишимское
Нефелиновые сиениты	Либенеритовые Апатитовые Уранинитовые Редкоземельные	K P, Fe U, Th, Sr TR, Ce, Y, Ba, F	Ишимское Сыннырское Акитское

## Формация сиенитов — агпаитовых и миаскитовых нефелиновых сиенитов

Науайты	Барилитовые Чкаловитовые	Be, Nb, Ta, Th, TR Be, TR, Ce, Ba, Ti, Nb, Sn	Силл-Лейк Илимауссак
Луавриты	Стенструпиновые	U, Zr, Nb, Ta, TR, Ce, Be, Cs, Th	Илимауссак
Какортокиты	Натролитовые Эвдиалитовые	Ga Zr, Nb, Ta, TR, Y	Илимауссак Илимауссак

## Формация агпаитовых нефелиновых сиенитов

Фойайты	Бадделенитовые	Zr, Hf, U	Посос-де-Кальдас
	Ниобиево-редкоземельные	Nb, TR, Ce, La, Nd, Pr, Th, U	Пилансберг
	Бастнезитовые	TR, Ce, Th, Mn	Посос-де-Кальдас
Ийолит-уртиты	Нефелин-апатитовые	P, Al, Ga, Sr, Rb, TR, Ce, Y, Ti	Хибинский
Рисчорриты	Ринколитовые	TR, Ce, Ti	СССР
Луавриты — фойайты — уртиты	Апатит-лопаритовые	TR, La, Ce, Nb, Ta, Ti	СССР
Луавриты	Эвдиалитовые Ловозеритовые	Zr, Nb, Ta, TR, Y Zr, Nb, Ta, TR, Zr	СССР СССР

Примечание. При составлении таблицы нами использованы материалы Е. И. Семенова, В. И. Тернового, А. А. Кухаренко, Л. С. Бородина, Т. Динса, Т. В. Молчановой, А. А. Глаголева, Е. Хенриха, В. Маклеода, Ф. А. Летникова, Б. Аптона, А. Г. Бетехтина, Д. Гиттинса, М. С. Гарсона, Е. М. Еськовой и других исследователей.

месей ийолиты довольно близки к щелочным габброидам, от которых они отличаются более высоким содержанием редкоземельных и элементов с большим радиусом и зарядом. Карбонатиты исключительно богаты элементами магматических эманаций, щелочноземельными стронцием и барием, редкоземельными, особенно цериевыми землями, радиоактивными торием и ураном, элементами с большими радиусом и зарядом (ниобием и цирконием), элементами группы железа, а также некоторыми литофильными элементами, в частности галлием (см. табл. 16). К числу дефицитных в них относятся редкие щелочи — литий и рубидий, а также иттрий. Для карбонатитов характерны максимальные среди других пород коэффициенты накопления ниобия (13,8), фосфора (12,7), серы (11,9), стронция (8,1), редких земель (4,1), особенно лантана (2,8), галлия (2,5), урана (1,8). На долю карбонатитов приходится значительная часть мировых эндогенных запасов ниобия (см. табл. 21) в виде апатит-пирохлоровых и апатит-гаттчетолитовых руд (Мбея, Араша, Тапира). Фосфор ассоциирует с карбонатитами в связи с апатит-магнетитовыми (Арбарастах, Ессейское, Центральное), апатит-пирохлоровыми (Мбея, Бингу, Араша, Сибирь) и баэстезит-монацитовыми месторождениями (Нкомбва). Сера с карбонатитами связана в сульфидных пентландит-халькопиритовых (Палабора), галенит-сфалеритовых (Сибирь), а также баритовых месторождениях (Чемберлен-Крик, Салланлатва). Редкоземельные руды исключительно характерны для карбонатитов (Сибирь, Нкомбва, Вигу). Торий в карбонатитах концентрируется в пирохлоре апатит-пирохлоровых руд (Мбея), в ураноторите пентландит-халькопиритовых руд (Палабора), в монаците и баэстезите редкоземельных руд, а также в торите [19, 51]. Сведения о содержании цинка в карбонатитах отсутствуют, но, как отмечает Т. Динс [19], сфалерит довольно обычен «для ряда карбонатитов, подобных Канганкунде и Вигу». Галенит-сфалеритовые руды известны в карбонатитах Сибири.

В целом тесная связь минерагенической специализации с геохимической в карбонатитах проявляется в том, что многие редкометалльные месторождения ниобия, редких земель, а также циркония, тантала и других элементов тяготеют к этим породам, характеризующимся значительным числом крупных коэффициентов накопления. Даже порядок значений этих коэффициентов, в частности ниобия, редких земель и циркония, в первом приближении согласуется с порядком цифр запасов этих элементов. Наконец, карбонатиты замечательны обширным поэлементным списком месторождений (табл. 24), который удовлетворительно согласуется со списком геохимических особенностей этих пород (см. табл. 16). Со вторым важным членом рассматриваемой формации — ийолитами, характеризующимися высокими коэффициентами накопления элементов магматических эманаций, в частности фосфора и серы, и сидерофильных элементов, генетически связаны апатитовые месторождения твейтозит-фенитовых ореолов Маймеча-Котуйской щелочной провинции (Маган, Браас).

Формация псевдолейцитовых сиенитов — шонкинитов. За неимением хороших данных по шонкинитам для выявления металлогенических особенностей этой формации рассмотрим лейцититы (см. табл. 16). По сравнению со ЩП лейцититы характеризуются высоким содержанием калия, железа, титана, марганца, кальция и магния. Концентрация элементов магматических эманаций в них исключительно высокая, даже для эффузивных пород, и уступает лишь карбонатитам. Общее содержание малых элементов в лейцититах (см. табл. 16) весьма значительное, но главная роль здесь, как и в щелочных габброидах и ийолитах, принадлежит щелочноземельным элементам (0,6 %) — барию и стронцию, а также сидерофильным элементам (0,1 %). Кроме того, лейцититы обогащены редкими щелочными элементами — рубидием, цезием и таллием, а также радиоактивными ураном и торием. Все это составляет важную особенность геохимии рассматриваемых пород, в которых калий сопровождается редкими щелочами, радиоактивными, щелочноземельными элементами и элементами магматических эманаций. К числу «дефицитных» в лейцититах относятся элементы с большими радиусом и зарядом и халькофильные — цинк и галлий.

Общий характер распределения микроэлементов в лейцититах близок к таковому в щелочных габброидах и ийолитах. Формация псевдолейцитовых сиенитов — шонкинитов представлена небольшим числом месторождений (Маунтин-Пас, Равалли, Покрово-Киреевское, Ирису и др.). В металлогеническом отношении она несколько похожа на формацию щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами (см. табл. 21), но на первом месте здесь стоят месторождения редких земель, тория и урана (Маунтин-Пас, Равалли), тогда как ниобий не играет главной роли. Причем, как отмечает Т. Динс [19], редкоземельные месторождения сопровождаются преимущественно баритом, а не стронцианитом, как в вышеупомянутой формации. В ней отмечаются флюоритовые месторождения и рудопроявления (Покрово-Киреевское).

Геохимический анализ лейцититов позволяет лучше понять металлогенические особенности рассматриваемой формации. Характерные для нее накопления редких земель, тория и урана заложены в особенностях состава исходных лейцититов. Преобладание барита над стронцианитом, по-видимому, находит свое объяснение в большем отношении Ba/Sr в лейцититах (2,0), чем в нефелинитах (0,9) — своеобразных аналогах лейцититов в формации щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами. Наличие флюоритовых месторождений, возможно, связано с высоким коэффициентом накопления фтора в лейцититах (1,6). Ниобиевое оруденение в принципе не противопоказано месторождениям данной формации, так как содержание ниобия в лейцититах (92 г/т) мало отличается от его содержания в нефелинитах (123 г/т). С калиевыми лампроитами (фицроитами) связаны месторождения алмазов Западной Австралии.

Щелочногранитные формации. Для определения важнейших черт минерагенической специализации этих формаций рассмотрим геохимическую характеристику щелочных гранитов. Щелочные граниты относительно обогащены многими фойдафильными элементами: фтором, редкими щелочами (литием и рубидием), элементами с большими радиусом и зарядом (цирконием, гафнием, ниобием и танталом), радиоактивными торием, особенно иттрием и бериллием, а также свинцом (см. табл. 16). Они обеднены щелочноземельными и сидерофильными элементами, а также редкими землями цериевой группы. Редкоземельные месторождения иттриевой группы составляют важную металлогеническую особенность щелочногранитных формаций, тогда как для других формаций они нехарактерны или вообще отсутствуют. Со щелочными гранитами ассоциирует 95,5 % запасов иттрия и иттриевых земель (см. табл. 21). Эта особенность имеет хорошее объяснение в геохимической специализации этих пород — коэффициент накопления иттрия в щелочных гранитах максимален среди других щелочных пород. Высокими коэффициентами накопления в щелочных гранитах характеризуются литий (1,7), цинк (1,6), торий (1,4), цирконий (1,3), гафний (1,3), бериллий (1,2), уран (1,1), ниобий (1,1), минимальными — стронций (0,2), медь (0,3), барий (0,4), а также элементы магматических эманаций — углерод (0,2), сера (0,3), фосфор (0,4). Сравнение списка химических элементов щелочных гранитов, обладающих коэффициентом накопления больше 1 (см. табл. 23), со списком элементов, образующих месторождения и рудопроявления (см. табл. 24), показывает большое сходство. На долю циркон-пирохлоровых месторождений (Нигерия, СССР) падает около 37 % мировых эндогенных запасов циркония и 12 % — ниобия (см. табл. 21). Бериллий и торий в связи со щелочными гранитами находятся в фенакит-берtrandитовых и редкоземельных рудах. В то же время такие «дефицитные» для щелочных гранитов элементы, как стронций и барий, не только не образуют месторождений, но даже не дают баритовой или стронцианитовой минерализации, обычно сопровождающих редкоземельные месторождения в других щелочных формациях. Итак, в щелочных гранитах хорошо проявлена связь металлогенической специализации с геохимической. И хотя поэлементный список месторождений, ассоциирующих со щелочными гранитами, очень похож на список месторождений, связанных с другими щелочными формациями — щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами или агпайтовых нефелиновых сиенитов, основные акценты в нем расставлены в другом порядке.

С формациями группы нефелиновых и щелочных сиенитов ассоциируют довольно многочисленные месторождения и рудопроявления циркония, ниобия, тантала, редких земель цериевой группы, графита и др. (см. табл. 24), удельный вес которых в общих запасах, однако, невелик (см. табл. 21). Чтобы лучше понять причину этого явления, рассмотрим геохимическую специализацию щелочных и миаскитовых нефелиновых сиенитов.

нитов. Щелочные сиениты (см. табл. 16, 23) по сумме малых элементов (0,37 %) на первый взгляд даже превосходят щелочные граниты (0,26 %). Однако более половины количества указанных элементов приходится на долю щелочноземельных бария и стронция (0,20 %), которыми щелочные граниты обеднены. Вследствие этого по сравнению со ЩП в щелочных сиенитах наблюдаются весьма низкие концентрации почти всех малых элементов, хотя одними из них — ураном, торием, галлием — эти породы обеднены в меньшей степени, а другими — в большей. Миаскитовые нефелиновые сиениты (см. табл. 16, 23) по сумме малых элементов (0,40 %) соответствуют щелочным сиенитам, но подобно последним, большую их часть составляют барий и стронций (0,22 %). Как и в щелочных сиенитах, в миаскитовых нефелиновых сиенитах имеются элементы, которыми они обеднены меньше (рубидий, цезий, редкоземельные элементы, свинец). В целом по уровню и характеру распределения элементов-примесей миаскитовые нефелиновые сиениты похожи на щелочные сиениты. Щелочные и миаскитовые нефелиновые сиениты, так же как и щелочные габброиды и ийолиты, характеризуются низкой способностью к накоплению микроэлементов и слабой минерогенической специализацией. С этим согласуются их низкая минерогеническая способность и слабая минерогеническая специализация. Среди рассматриваемых формаций в минерогеническом отношении весьма продуктивной является лишь формация миаскитовых нефелиновых сиенитов с карбонатитами. Она представлена многочисленными месторождениями (см. табл. 24), что само по себе представляет значительный интерес и свидетельствует о справедливости выделения данной группы пород в самостоятельную формацию. Выделение «нефелиносиенитовых» и «щелочноультраосновных» карбонатитов позволяет говорить о различиях в составе сопутствующих им месторождений. Частично этот вопрос был затронут в работах Л. С. Бородина [1963 г., 1966 г.]. Исходными породами для «нефелиносиенитовых» карбонатитов являются миаскитовые нефелиновые сиениты, а для «щелочноультраосновных» — ийолиты. С учетом этого обстоятельства попытаемся проанализировать минерогенические различия обоих типов карбонатитов в свете их геохимических различий.

1. Обращает на себя внимание практическое отсутствие в «нефелиносиенитовых» карбонатитах магнетит-апатитовых руд, столь характерных для «щелочноультраосновных» карбонатитов (месторождения Арбарастах, Ессейское, Центральное). Этот факт весьма показателен в связи с хорошо известной бедностью железом нефелиновых сиенитов и обогащенностью им щелочных ультрабазитов.

2. Редкоземельные месторождения цериевой группы, по-видимому, более характерны для «нефелиносиенитовых» карбонатитов (месторождения Чилва, Луэш, Мрима, Ньюмен), а ниобиевые — для «щелочноультрабазитовых» (месторождения Мбея, Араша, Сибири).

3. В пироклоровых месторождениях «нефелиносиенитовых» карбонатитов апатит, по-видимому, не играет такой важной роли, как в апатит-пироклоровых рудах «щелочноультрабазитовых» карбонатитов. В этой связи обращает на себя внимание большая разница в значениях коэффициентов накопления фосфора в миаскитовых нефелиновых сиенитах (0,8) и в ийолитах (3,8).

4. Флюоритовые месторождения встречаются преимущественно в связи с «нефелиносиенитовыми» карбонатитами. К их числу принадлежат два крупнейших зарубежных месторождения — Амба-Донгар и Окорусу. Большетагнинское месторождение (СССР) ассоциирует со щелочным массивом, в составе которого преобладают нефелиновые сиениты.

Таким образом, между «нефелиносиенитовыми» и «ийолитовыми» карбонатитами устанавливаются определенные металлогенические различия, которые объясняются геохимической специализацией материнских для карбонатитов пород. В этой связи несколько подробнее остановимся на геохимических различиях миаскитовых нефелиновых сиенитов и ийолитов, что, возможно, дополнит информацию об особенностях минерализации связанных с ними карбонатитов (см. табл. 16). Несмотря на близкий уровень концентрации химических элементов, значения отношений  $Zr/Hf$ ,  $Nb/Ta$ ,  $Th/U$  и  $La/Y$  в миаскитовых нефелиновых сиенитах выше, чем в ийолитах (см. табл. 16). В миаскитовых нефелиновых сиенитах отмечаются более низкие содержания стронция, серы, меди и высокие хлора и свинца. Все это указывает на более дифференцированный состав миаскитовых нефелиновых сиенитов по сравнению с ийолитами и позволяет предполагать, что ассоциирующие с ними карбонатиты наследуют эти геохимические особенности. Следовательно, можно ожидать, что для «нефелиносиенитовых» карбонатитов более характерно урановое, гафниевое, танталовое, иттриевое, свинцовое, а для «щелочноультраосновных» — ториевое, циркониевое, ниобиевое, цериево-лантановое и медное оруденения.

Формация псевдолейцитовых сиенитов принадлежит к группе формаций сиенитов — миаскитовых нефелиновых сиенитов, члены которой характеризуются низкими коэффициентами накопления. Псевдолейцитовые сиениты — уникальные щелочные породы, исключительно бедные редкими элементами, — своеобразный антипод агпайтовых нефелиновых сиенитов и щелочных гранитов. По общей сумме фойдафильных элементов (0,10 %) псевдолейцитовые сиениты существенно уступают щелочным и миаскитовым нефелиновым сиенитам (см. табл. 16). Они обогащены редкими щелочами — рубидием, таллием, цезием, причем рубидия в них больше, а таллия и цезия несколько меньше, чем в лейцититах. Обогащены они барием, но обеднены стронцием, содержание которого в псевдолейцитовых сиенитах ниже, чем в других щелочных породах, за исключением щелочных гранитов. По отношению  $Ba/Sr$  псевдолейцитовые сиениты (9,6) сильно отличаются от лейцититов (2,0). Все другие редкие элементы содержатся в псевдолейцитовых сиенитах в подчиненном количестве. По коэф-

фициентам накопления их можно расположить в определенный ряд: радиоактивные (0,5—0,6), редкоземельные и сидерофильные (0,3—0,5), элементы с большими радиусом и зарядом (0,1). Хорошо выраженная геохимическая специализация формации псевдолейцитовых сиенитов на рубидий, цезий и таллий делает ее весьма перспективной на эти типы оруденения, но в целом для формации характерна бедность месторождениями редких элементов. Обедненность ее элементами с большими радиусом и зарядом — цирконием, гафнием, ниобием и танталом — совпадает с отсутствием соответствующих типов минерализации, которые отмечаются в близкой формации сиенитов — миаскитовых нефелиновых сиенитов (СССР). Наличие повышенных концентраций урана и золота сближает формацию псевдолейцитовых сиенитов с другими калиевыми формациями — псевдолейцитовых сиенитов — шонкинитов и лейцититовой.

Формации с агпайтовыми нефелиновыми сиенитами. По содержанию микроэлементов агпайтовые нефелиновые сиениты (0,74 %) значительно превосходят другие щелочные породы, хотя, как в щелочных и миаскитовых нефелиновых сиенитах, некоторая их часть приходится на барий и стронций (0,13 %). Но и за вычетом щелочноземельных и сидерофильных элементов содержание характерных фойдафильных элементов в агпайтовых нефелиновых сиенитах превышает таковое в других щелочных породах, включая щелочные граниты (см. табл. 16). Агпайтовые нефелиновые сиениты обогащены почти всеми редкими элементами: радиоактивными (коэффициент накопления 1,8), редкоземельными (цериевой группы; 2,1), элементами с большими радиусом и зарядом — цирконием (1,7), гафнием (1,7), ниобием (1,6), танталом (2,5), а также щелочноземельными, сидерофильными и халькофильными элементами. По сравнению со щелочными гранитами они обеднены только редкими щелочами — литием, рубидием, таллием, а также бериллием, торием и цинком. Максимальным коэффициентом накопления среди других пород в агпайтовых нефелиновых сиенитах обладает цирконий (1,7). Это составляет важную геохимическую особенность рассматриваемых пород, с которыми связаны эвдиалитовые, ловозеритовые (СССР, Илимгауссак) и бадделейтовые (Посос-де-Кальдас) месторождения (см. табл. 24), на долю которых падает 33 % мировых эндогенных запасов этого элемента (см. табл. 21).

Вторая важная особенность агпайтовых нефелиновых сиенитов заключается в обогащенности их редкими элементами цериевой группы (2,1). В минерогеническом отношении эта особенность проявляется в том, что 55,4 % запасов редких земель этой группы (см. табл. 21) сконцентрированы в нефелин-апатитовых (Хибинь), апатит-лопаритовых (СССР), бабнезитовых (Посос-де-Кальдас) и других (Пилансберг) редкоземельных месторождениях (см. табл. 24). В лопаритовых и ловозеритовых месторождениях мира сосредоточено также 12 % ниобия (коэффициент накопления 1,6). С ийолит-уртитамы формации агпайтовых нефелиновых

сиенитов связано Хибинское месторождение апатита. Обогащенность галлием (коэффициент накопления 1,3) составляет характерную формационную особенность ряда салических минералов агпаитовых нефелиновых сиенитов, отличающую их от аналогичных минералов из пород других магматических формаций. Галлий извлекается попутно из нефелин-апатитовых руд Хибинского массива в процессе переработки нефелина [51]. С агпаитовыми нефелиновыми сиенитами генетически связано крупное месторождение урана (Илимауссак), повышенные концентрации этого элемента (коэффициент накопления 1,8) устанавливаются в баделитовых (Посос-де-Кальдас) и других (Пилансберг) рудах.

Несколько более высокие коэффициенты накопления меди и цинка в агпаитовых нефелиновых сиенитах по сравнению с другими щелочными породами проливают некоторый свет на появление минералов меди и цинка в массиве Илимауссак. Коэффициент накопления рубидия в агпаитовых нефелиновых сиенитах не слишком высок и уступает значениям этого параметра в псевдолейцитовых сиенитах (3,0), лейцититах (1,6), щелочных гранитах (1,4) и миаскитовых нефелиновых сиенитах (1,2). Тем не менее основные промышленные запасы рубидия (см. табл. 21) в настоящее время приходится на нефелин-апатитовые руды формации агпаитовых нефелиновых сиенитов. Наконец, несмотря на низкий коэффициент накопления в агпаитовых нефелиновых сиенитах (0,8), торий присутствует в стенструпиновых (СССР) и бастнезитовых (Посос-де-Кальдас) месторождениях. Сравнение списка химических элементов агпаитовых нефелиновых сиенитов, обладающих коэффициентом накопления более единицы (см. табл. 23), со списком элементов, образующих в этой формации месторождения и рудопроявления (см. табл. 24), показывает хорошее сходство.

Поэлементный список месторождений, приуроченных к рассматриваемой формации, близок к таковому формаций щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами и щелочных гранитов. Однако минерагеническая роль фойдафильных химических элементов (см. табл. 16, 23) в агпаитовых нефелиновых сиенитах несколько иная. Если в карбонатитах на первом месте по запасам находится ниобий — 67 % мировых эндогенных запасов (коэффициент накопления 13,8), на втором — редкие земли — 44 % (4,1), на третьем — цирконий (1,4), то в агпаитовых нефелиновых сиенитах на первом месте — редкие земли — 55,4 % (2,1), на втором — цирконий — 33 % (1,7), на третьем — ниобий — 12 % (1,6). Общая же картина распределения малых элементов в агпаитовых нефелиновых сиенитах похожа на таковую в карбонатитах. И это, несмотря на огромную разницу, по существу, полярность петрохимических составов рассматриваемых пород! Характер распределения микроэлементов в агпаитовых нефелиновых сиенитах сходен с таковым в щелочных гранитах, но средний агпаитовый нефелиновый сиенит является более дифференцированным типом щелочных пород по сравнению со средним щелочным гранитом. Любопытно также отметить, что близость отношений Nb/Ta (см. табл. 16) в аг-

паитовом нефелиновом сиените (15) и щелочном граните коррелируется с близостью отношений этих элементов (0,48 и 0,43; см. табл. 21), ассоциирующих с указанными породами.

В целом для щелочных интрузивных формаций наблюдается тесная связь металлогенической специализации с геохимической на уровне как отдельных щелочных формаций, так и их породных членов. С нашей точки зрения, это находится в соответствии с экспериментальными данными о том, что в ходе кристаллизации щелочные расплавы могут непрерывно переходить в гидротермальные растворы [20].

### 3. Кларки концентрации щелочных пород и месторождения редких элементов

Для суждения о связи геохимической и металлогенической специализации щелочных пород весьма полезны сведения об их кларках концентрации (табл. 25). Эти кларки рассчитаны как отношения содержания химического элемента в ЩП — щелочном кларке — к его содержанию в среднем химическом составе интрузивной породы — магматическом кларке по А. П. Виноградову и С. П. Соловьеву.

Элементы магматических эманаций. Среди этих элементов кларк концентрации фтора в щелочных породах (2,7) является самым большим, что находится в полном соответствии с важной ролью фтора в петрогенезисе и рудогении щелочных пород. Максимальными коэффициентами накопления фтора характеризуются высокодифференцированные члены щелочных серий: карбонатиты (4,7), лейцититы (1,6), агпаитовые нефелиновые сиениты (1,5) и щелочные граниты (1,2). Все месторождения и рудо-

Таблица 25

Классы кларков концентрации редких элементов в щелочных породах

8-5		5-3		3-2		2-1		1	
Элемент	Кларк	Элемент	Кларк	Элемент	Кларк	Элемент	Кларк	Элемент	Кларк
<b>Nb</b>	7,1	<b>Y</b>	4,5	Mo	2,9	<b>Cs</b>	1,8	<b>P</b>	0,8
		<b>La</b>	3,9	Pb	2,7	<b>Rb</b>	1,6	Cu	0,7
<b>Ba</b>	5,3	<b>TR</b>	3,2	F	2,7	Zn	1,5	Co	0,6
<b>Zr</b>	5,1	<b>U</b>	3,1	C	2,7	S	1,3	V	0,4
				Li	2,6	B	1,3	Cr	0,3
				Ta	2,5	Tl	1,2	Ni	0,2
				Th	2,4	Sr	1,2		
				Be	2,2				
				Ga	2,0				

Примечание. Полужирным выделены элементы, образующие промышленные концентрации.

проявления фтора: флюоритовые, криолитовые, апатитовые и виллиомитовые — генетически связаны с этими породами. Кларк концентрации *серы* в щелочных породах равняется 1,3. Наибольшие коэффициенты накопления этого элемента наблюдаются в меланократовых членах щелочной серии (2,0—5,8), особенно в карбонатах (11,9), что хорошо совпадает с приуроченностью к ним важнейших месторождений сульфидных и сульфатных руд.

**Щелочные элементы.** Кларк концентрации *рубидия* в щелочных породах составляет 1,6. Основные промышленные запасы этого элемента — 50 % запасов эндогенных месторождений — в настоящее время приходятся на щелочные породы [61]. Кларк концентрации *лития* достаточно высок (2,6), но в связи со щелочными породами литий не является важным промышленным элементом. Коэффициенты накопления лития в отдельных разновидностях щелочных пород, за исключением щелочных гранитов (1,7), довольно низкие (0,3—0,7).

**Щелочноземельные элементы.** Кларк концентрации *стронция* в щелочных породах составляет всего лишь 1,2, тогда как для *бария* он равняется 5,3. Наибольшие коэффициенты накопления стронция характерны для карбонатитов (8,1), лейцититов (4,8) и ийолитов (3,3), а бария — для лейцититов (4,6), щелочных габброидов (3,4) и карбонатитов (2,7). В тесном соответствии с распределением крупнейших коэффициентов накопления находится распределение основных месторождений бариевых и стронциевых руд (см. табл. 24). С карбонатитами формации щелочных и ультраосновных пород генетически связаны баритовые месторождения Салланлатва (СССР) и Чемберлен-Крик (США). С карбонатитами формации псевдолейцитовых сиенитов — шонкинитов ассоциирует баритовая минерализация ториево-редкоземельных месторождений Маунтин-Пас и Равалли. С карбонатитами формации нефелиновых сиенитов — сиенитов сопряжено крупное месторождение стронцианита Канганкунде (Малави). С ийолитуртитамии формации агпаитовых нефелиновых сиенитов связано Хибинское месторождение стронциевого апатита. В целом стронций и барий демонстрируют хороший пример *минерагенической* специализации меланократовых щелочных пород и карбонатитов.

**Радиоактивные элементы.** Кларк концентрации *тория* в щелочных породах равняется 2,6, а урана — 3,1, что свидетельствует о существенном обогащении щелочных пород этими элементами. Большими значениями коэффициентов накопления тория характеризуются щелочные граниты (1,4), а урана — агпаитовые нефелиновые сиениты (1,8), карбонатиты (1,8) и щелочные граниты (1,1). Широкое изоморфное вхождение тория в минералы ниобиевых и редкоземельных руд определяет большое разнообразие рудных парагенезисов с торием (см. табл. 24).

**Редкоземельные элементы.** Кларки концентрации редких земель в щелочных породах весьма значительны (TR — 3,2, La — 3,9, Y — 4,5), что хорошо согласуется с тем фактом, что к настоящему времени на эти породы *«приходятся все миро-*

вые эндогенные запасы цериевых земель... и подавляющая масса запасов иттрия и иттриевых земель» ([61]; курсив наш. — В. Л.). Коэффициенты накопления редкоземельных элементов в главнейших разновидностях щелочных пород равняются: в карбонатах — 4,1, в агпайтовых нефелиновых сиенитах — 2,1, во всех остальных породах — 1,0 и ниже. Типы редкоземельных руд цериевой группы, ассоциирующие со щелочными породами, исключительно разнообразны и в этом отношении превосходят руды других химических элементов (см. табл. 24). Среди них наибольший промышленный интерес представляют бастнезитовые, монацитовые, паризитовые, нефелин-апатитовые и лопаритовые руды.

Элементы с большими радиусом и зарядом. Кларки концентрации циркония и ниобия в щелочных породах являются одними из самых крупных — 5,1 и 7,1. Это в значительной мере объясняет тот факт, что на месторождения, связанные с рассматриваемыми породами, приходится 98 % мировых эндогенных запасов циркония и ниобия [61]. Выше уже отмечалось, что геохимическая и минерагеническая специализация щелочных магм на цирконий и ниобий проявлена весьма отчетливо. Обращает на себя внимание хорошая корреляция коэффициентов накопления и запасов циркония. В табл. 16 приведены значения отношений  $Zr/Hf$  главнейших разновидностей щелочных пород. Меньшие значения этих отношений в более дифференцированных членах щелочной серии свидетельствуют о том, что к концу щелочного магматического процесса гафний накапливается интенсивнее, чем цирконий, и, следовательно, в металлогеническом отношении поздние члены щелочных серий перспективны на гафний.

Общее сравнение кларков концентрации щелочных пород с данными о запасах связанных с ними месторождений показывает, что здесь наблюдается довольно отчетливая зависимость: для всех редких элементов с большими значениями кларков концентрации известны месторождения промышленного типа. Что же касается элементов с низкими значениями этих величин, то лишь для некоторых из них известны такие месторождения.

#### 4. Общие выводы и некоторые прогнозные признаки

Анализ связи геохимической и металлогенической специализации щелочных формаций позволяет сделать следующие выводы.

1. Особенности металлогенической специализации в значительной мере повторяют особенности их геохимической специализации. Другими словами, геохимическая специализация щелочных формаций является определенным индикатором металлогенической специализации. Этот вывод может быть использован в прогнозных и поисковых целях для расчетов различных геохимических критериев потенциальной рудоносности комплексов и массивов.

2. В металлогеническом отношении щелочные формации вслед за Д. В. Рундквистом [24] и в дополнение к нему можно подразделить на рудоносные, слаборудоносные и нерудоносные. Рудонос-

ными являются формации агпайтовых нефелиновых сиенитов, щелочных гранитов, щелочных и ультраосновных пород с карбонатами, нефелиновых сиенитов — сиенитов с карбонатами. Формации агпайтовых нефелиновых сиенитов и щелочных гранитов принадлежат к числу наиболее обогащенных элементами-примесями. Их реальная и потенциальная рудоносность, скорее всего, заложена в механизме процесса анатексиса формационных и комплексных магм. Формации же щелочных и ультраосновных пород с карбонатами и нефелиновых сиенитов — сиенитов с карбонатами относятся к числу сильно дифференцированных, редкометалльная рудоносность которых в значительной мере связана с поздними дифференциатами этих формаций — ийолитами и карбонатами.

3. Сущность металлогенической специализации каждой щелочной формации состоит в том, что входящие в нее щелочные комплексы обладают рядом повторяющихся минерагенических черт. Например, для формации щелочных и ультраосновных пород с карбонатами особенно характерны месторождения железной руды, флогопита, ниобия, для щелочногранитных формаций — месторождения редких земель иттриевой группы, для формации нефелиновых сиенитов с карбонатами — редких земель цериевой группы, для формаций псевдолейцитовых сиенитов — рубидия, цезия и т. д.

4. Важной особенностью щелочных формаций является значительная металлогеническая гетерогенность входящих в них щелочных комплексов. Классический щелочногранитный северонигерийский комплекс замечателен пирохлор-касситеритовой минерализацией, а щелочногранитные комплексы Монголии — редкоземельной. Ярким примером минерагенических различий на уровне массивов могут служить Хибинский и Ловозерский. Другими словами, каждый комплекс обнаруживает металлогенические особенности, отражающие его индивидуальный путь развития, и при этом он несет печать провинциальной металлогенической специализации.

5. Рассчитанные нами средние химические составы ведущих разновидностей щелочных пород и средний состав ЩП можно использовать в качестве щелочного кларка для определения геохимической специализации и потенциальной рудоносности щелочных формаций, комплексов, массивов. ЩП является более чувствительным индикатором при разбраковке щелочных пород, чем магматические или метеоритные кларки, весьма обедненные фойдафильными элементами.

6. Оценка неэквивалентности микроэлементных составов щелочных эффузивных и интрузивных пород конкретного вулканоплутонического комплекса или массива может быть использована в качестве прогнозного критерия на оруденение.

## Происхождение щелочных формаций

Происхождению щелочных пород и формаций в магматической геологии уделяется большое внимание. Этой проблеме посвящены многочисленные исследования, высказаны различные точки зрения, нередко достаточно противоречивые. По мнению ряда петрологов, магма, обогащенная щелочными, летучими и некогерентными элементами, формируется в особых геологических условиях и, следовательно, проблема происхождения щелочных формаций заключается в выяснении этих условий, а также причин, вызвавших эти условия. Щелочные породы уникальны своей низкой распространенностью, большим числом разновидностей, обогащенностью щелочами, элементами магматических эманаций и элементами-примесями. В отличие от других групп магматических пород, они формируются в рифтогенных зонах, главным образом на континентальных платформах.

Для объяснения всех этих особенностей были предложены три ведущие гипотезы образования щелочных пород (в историческом порядке): ассимиляционная, дифференциационная и анатектическая. Ассимиляционная гипотеза была сформулирована Р. Дэли [1910 г.], который считал, что щелочные породы возникают при ассимиляции гранитной магмой осадочных карбонатных пород. В петрогенезисе щелочных пород эта гипотеза долгое время занимала господствующее положение и имела значительное число сторонников, но уже с момента своего появления она подверглась серьезной критике.

Первое основное возражение против этой гипотезы состояло в том, что в реальной геологической обстановке многие щелочные комплексы не ассоциируют с осадочными карбонатными породами. Второе возражение, также геологического плана, выкристаллизовалось в 50-х годах, когда были открыты магматические карбонатиты. Ревизия всех тех щелочных комплексов, которые Р. Дэли рассматривал как примеры ассоциации с карбонатными породами, показала, что во многих из них карбонатные породы являются карбонатитами. Третье возражение появилось после экспериментальной проверки гипотезы Р. Дэли, в ходе которой выяснилось, что при реакции силикатных магм с карбонатными породами возникают не щелочные, а основные породы.

В нашей стране идею образования щелочных пород в результате процессов ассимиляции развивал А. Н. Заварицкий [1937 г.], который внес существенные коррективы в гипотезу Р. Дэли, полагая, что щелочные породы образуются при ассимиляции силикатными магмами не карбонатных, а основных магматических пород. В настоящее время ассимиляционную гипотезу А. Н. Заварицкого поддерживают Н. Л. и Г. Л. Добрецовы [1974 г.], которые полагают, что щелочные магмы появляются при взаимодействии мантийных магм основного и ультраосновного состава с гранитным слоем Земли. Действительно, в рифтогенных зонах, где разогреты мантийные диапирсы ультраосновного состава протыкают верхний гранито-гнейсовый слой, во фронтальной зоне их проникновения возможен процесс палингенеза и гибридизма с образованием щелочных пород. Вместе с тем, как мы покажем ниже, более существенная роль в процессе мантийного диапиризма принадлежит не фронтальному, а глубинному анатексису. Наконец, следует специально подчеркнуть, что ассимиляционную гипотезу трудно приложить к областям развития океанической коры, в которых гранитный слой отсутствует.

Дифференциационная гипотеза появилась как альтернатива ассимиляционному взгляду Р. Дэли. Она была выдвинута в 1922 г. известным американским петрологом Н. Боуэном и развита им в книге «Эволюция изверженных пород» [1928 г.]. Н. Боуэн писал, что еще Ч. Дарвин изучал на океанических островах дифференцированную ассоциацию щелочных эффузивных пород — трахитов и фонолитов с преобладающими базальтами. Основной смысл гипотезы Н. Боуэна состоит в том, что щелочные породы образуются как конечные продукты дифференциации базальтовой магмы. Реальность подобного процесса была продемонстрирована экспериментально.

В настоящее время дифференциационная гипотеза имеет значительное число сторонников, нередко используется при объяснении образования щелочных пород. Вместе с тем крупнейшие щелочные комплексы континентов, в которых сконцентрирована главная масса щелочных пород, совсем не ассоциируют с базальтами. Следовательно, эта гипотеза малогеологична, другими словами, ее роль в петрогенезисе щелочных пород, подобно ассимиляционной гипотезе, ограничена. Параллельно с развитием классических ассимиляционных и дифференциационных взглядов относительно недавно были выдвинуты представления об анатектическом генезисе щелочных пород. В настоящее время назрела необходимость рассмотреть в целом процесс анатексиса для всей совокупности щелочных формаций с учетом геологических данных. Эта проблема еще не получила необходимого освещения в петрографической литературе, хотя сейчас накопилось определенное количество данных, способствующих ее решению.

Представляется целесообразным рассмотреть принципиальные геологические возможности самостоятельного выплавления щелочных магм, другими словами, определить потенциальные возможности дискретного анатексиса щелочных формаций в самом широком плане. Важно также определить место действия щелочного анатексиса — в мантии и в земной коре, а затем выявить индивидуальные особенности глубин зарождения щелочных формаций. Наряду с решением основных задач представляются также необходимыми пересмотр и определение реальной роли других петрологических процессов — дифференциации и ассимиляции — с целью определения их действительного места в общей цепи магматических событий, приводящих к образованию щелочных пород.

## 1. Генезис континентальных щелочных формаций

Группа формаций щелочных ультрамафитов и габброидов натриевого ряда. Предположения об анатектическом способе образования щелочноультраосновной магмы высказывались Ю. М. Шейнманном [1947 г.], Р. Балтитудом, Д. Грином [1968 г.] и другими исследователями. В ряду щелочных эффузивных формация щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами, эквивалентная нефелинитовой с карбонатитами формации, занимает автономное пространственное и временное положение между мантийными щелочнобазальтовой и кимберлитовой формациями. Классическим примером является восточноафриканский комплекс Восточно-Африканской щелочной провинции. Из числа интрузивных комплексов, занимающих независимое пространственное и временное положение, можно отметить карело-кольский, шава-доровский и др.

Экспериментальные исследования Р. Балтитуда и Д. Грина [1968 г.] показали, что при высоких давлениях нефелинитовые расплавы образуются в результате частичного (не более 15 % объема) плавления ультраосновных пород в присутствии воды. Это подтверждает возможность прямого анатексиса щелочноультраосновных магм вне всякой связи с дифференциацией базальтовой магмы. Дальнейшие экспериментальные исследования в системе

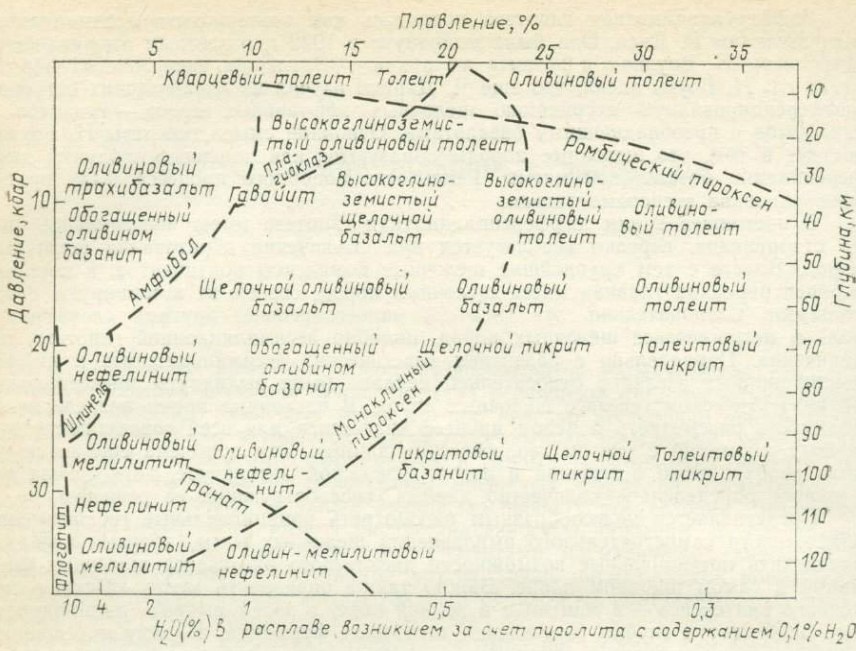


Рис. 60. Базальтовые и щелочные магмы, образующиеся в результате частичного плавления вещества мантии. По Д. Х. Грину [12].

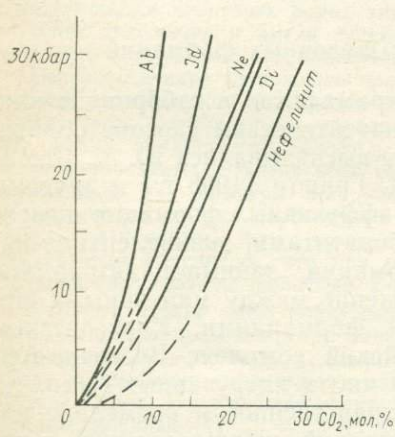


Рис. 61. Кривые растворимости CO<sub>2</sub> в альбитовом (Ab), жадеитовом (Jd), нефелиновом (Ne), диопсидовом (Di) и нефелинитовом расплавах при высоком давлении и температуре 1625 °С. По Б. Мизену [91].

«перидотит — летучий компонент» подтвердили данные Р. Балтуды и Д. Грина и значительно расширили наши представления о мантийном анатексисе групп формаций щелочных ультрабазитов и габброидов (рис. 60). Особая роль в их образовании, особенно в образовании карбонатитов [Коваленко В. И., Наумов В. Б., Богатиков О. А., 1986 г.], отводится режиму углекислоты (рис. 61).

Значительный интерес представляет также вопрос о месте выплавления щелочноультраосновной магмы. По геофизическим данным интрузивные комплексы щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами обладают большой вертикальной протяженностью — корни Гулинского и Ковдорского массивов прослеживаются на большую глубину, вплоть до уровня верхней мантии. Это соответствует находкам мантийных включений гранатовых и шпинелевых перидотитов в нефелинитах, карбонатитах и базанитах Танзании, Монголии, Австралии, Франции и многих других районов мира. По данным В. С. Соболева, Н. Л. Добрецова, Н. В. Соболева [1975 г.], слой шпинелевых лерцолитов залегает в верхней мантии под кристаллическим фундаментом платформы на глубине 25—50 км между границей Мохо и нижележащим слоем гранатовых перидотитов. Следовательно, нижний уровень щелочноультраосновного магнеобразования, по-видимому, располагается ниже слоя шпинелевых лерцолитов вблизи его границы с гранатовыми перидотитами. Низкая распространенность пород щелочноультраосновной натриевой серии среди других щелочных пород, с нашей точки зрения, имеет простое объяснение: чем более уникальны и редки данные разновидности среди других щелочных пород, тем более глубинны они по своему происхождению. Отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в карбонатитах составляют  $0,7034 \pm 0,0003$  [68]; в мельтегитах, ийолитах, нефелинитах, базанитах и в других породах щелочноультраосновных формаций являются мантийными. Петрохимический состав анализируемой формации близок к среднему составу мантии.

Проблема происхождения щелочноультраосновной магмы составляет часть общей проблемы генезиса ультраосновных пород, для которых рядом исследователей предполагается мантийный генезис. Вместе с тем щелочноультраосновные формации, в отличие от нормальных ультраосновных или даже кимберлитовых [Бородин Л. С., 1981 г.], существенно обогащены щелочами и некогерентными элементами. Эта черта их химизма находит наиболее удовлетворительное решение с точки зрения механизма преданатектической метасоматической переработки ультрабазитовой матрицы флюидами с образованием аномальной мантии. Не исключено, что образование комплексов щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами на поздних этапах развития подвижных зон по сравнению с нормальными ультрамафитовыми комплексами, формирующимися на ранних этапах этого развития, связано с длительностью сроков такой предварительной переработки.

Таким образом, в подходе к генезису щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами весьма перспективной представляется анатектическая модель. Первичный состав щелочноультраосновной магмы, скорее всего, соответствовал нефелиновым пикритам или близким им породам [Кононова В. А. и др., 1976 г.].

**Группа формаций нефелиновых и щелочных сиенитов.** Возникновение нефелиновых сиенитов занимает центральное место в проблеме образования щелочных пород. Анатектические гипотезы свя-

зывают образование нефелиновых сиенитов с плавлением гранитного, базальтового и перидотитового слоев. Одним из первых, кто пришел к мысли о возможности выплавления щелочных магм анатектическим путем, отрицая идеи Н. Боуэна и его последователей об образовании щелочного остатка в ходе дифференциации базальтовой магмы, был Т. Барт [2]. Изучив геологические условия образования комплекса нефелиновых сиенитов — сиенитов района Осло, он сделал вывод, что их «можно объяснить кристаллизационной дифференциацией сиенитовой магмы». Эту магму Т. Барт рассматривал как самостоятельную и родоначальную. Петрологическая схема формирования нефелиновых сиенитов — сиенитов комплекса Осло, предложенная Т. Бартом, с нашей точки зрения, может быть принята в качестве генетической модели для всей группы анализируемых формаций в целом.

Вопрос о дискретном анатексисе интересующих нас формаций решается достаточно определенно на основании следующих данных:

— эффузивный эквивалент рассматриваемых формаций — фonoлитовая формация — занимает автономное пространственно-временное положение. Замечательным геологическим примером является платофонулитовый комплекс Кении, где большие массы фonoлитов, примерно равные по объему нефелиновым сиенитам всех геологических эпох и развитые на значительной площади, залегают на древнем фундаменте и не подстилаются другими эффузивными породами;

— крупнейший хибино-ловозерский комплекс агпайтовых нефелиновых сиенитов тоже характеризуется независимым пространственно-временным положением. Вопрос о его возможных базальтовых предшественниках в настоящее время снимается ввиду того, что в комагматичной контозерской вулканической свите признаки мощных базальтовых излияний отсутствуют;

— общий высокий уровень концентрации элементов-примесей в крупных массивах формации агпайтовых нефелиновых сиенитов по сравнению с уровнем, достигаемым в других щелочных формациях лишь в небольших массивах, находит лучшее объяснение с позиций потока глубинных флюидов и анатексиса, чем с позиций кристаллизационной дифференциации.

Вопрос о месте возникновения первичных расплавов, дающих начало породам рассматриваемых формаций, как нам представляется, решается в пользу верхов мантии, о чем свидетельствуют следующие факты.

1. Промежуточное положение платофонулитовой формации между мантийными нефелинитовой с карбонатитами и лейцититовой формациями во временном и латеральном рядах щелочных формаций позволяет предполагать близкий уровень ее выплавления [40]. Наличие формации нефелиновых сиенитов с карбонатитами указывает на возможность постепенных переходов от группы щелочноультрамафитовых формаций к группе нефелиносиенитовых.

2. Промежуточный характер распространения нефелиновых сиенитов между щелочными ультрабазитами и щелочными гранитами позволяет предполагать промежуточный характер глубин их образования [35].

3. Геохимическая близость рассматриваемых формаций (см. табл. 20) к формации щелочных и ультраосновных с карбонатитами и щелочных гранитов указывает на более или менее сходный состав глубинных флюидов, инициировавших плавление.

4. Фенокристаллы санидина и анортоклаза в щелочных базальтах ряда мест земного шара — «мегакристы высокого давления». Эти интересные образования всюду встречаются совместно с включениями шпинелевых лерцолитов и фенокристаллами высокобарических минералов — граната и пироксена. По значению отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  мегакристы анортоклаза из базальтов Юго-Восточной Австралии (0,7040), по данным Д. Штуклеса и А. Ирвина [1976 г.], близки к щелочным полевым шпатам пуласкитов массива Кангердлугсуак (0,70483), по данным Р. Панхерста с соавторами [1976 г.]. Близки мегакристы к этим минералам и по ряду геохимических и кристаллооптических характеристик (по степени упорядоченности, гомогенности), что позволяет предполагать высокобарическое и мантийное происхождение самих нефелиновых сиенитов, в которых щелочной полевой шпат относится к числу основных породообразующих фаз. Санидин сам по себе является типичным высокобарическим минералом. Его присутствие отмечается в алмазе [Принц М. и др., 1975 г.] и во включении гроспидита в кимберлитах [Смит Д., Хаттон С., 1977 г.]. Петрологическое значение мегакристов щелочных полевых шпатов для петрогенезиса щелочных пород, по нашему мнению, достаточно велико, поскольку они, скорее всего, являются отторженцами санидинсодержащих мантийных пород.

5. Вертикальная протяженность щелочных массивов рассматриваемой формации весьма значительна. Корневая часть Октябрьского массива приазовского комплекса по сейсмическим данным прослеживается до подкорового субстрата.

6. Микроэлементный состав формации нефелиновых сиенитов — сиенитов близок к таковому формации щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами, для которой предполагается мантийный генезис.

7. Мантийное отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в нефелиновых сиенитах составляет, по данным Н. М. Рока [1976 г.], 0,7043—0,7046.

8. Включения мантийных шпинелевых лерцолитов найдены в фонолитах Нигерии, Австралии, ФРГ и Новой Зеландии.

Экспериментальные работы по анатексису нефелиновых сиенитов из мантийных пород пока отсутствуют. Возможно, родоначальная магма этой группы формаций выплавлялась из слоя или слоев санидинсодержащих пород, расположенных выше и ниже зоны магмообразования щелочных базальтов. Возможно, мантийными породами, производящими первичную фонолитовую магму, были натриевые субщелочные и щелочные породы, присутствующие

щие в самых низах офиолитовых ассоциаций, или эклогиты, содержащие омфацит с жадеитовой и акмитовой «молекулами». Первичный состав фонолитовой магмы, по-видимому, был близок к составу платофонолитов Кении, отличающихся большим объемом и значительной выдержанностью химического состава. Глубинные флюиды, катализировавшие процесс плавления, очевидно, обладали такой же химической спецификой, как и флюиды, принимавшие участие в анатексисе формации щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами, а сходная концентрация микроэлементов в рассматриваемой группе формаций и в группе формаций щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами, возможно, свидетельствует о сходстве в интенсивности потоков этих флюидов при образовании обеих формационных магм.

Наряду с признаками мантийного анатексиса интрузивные комплексы группы формаций нефелиновых сиенитов и щелочных сиенитов обнаруживают следующие отчетливые признаки процесса дифференциации.

1. Многофазное и ритмичное «дифференцированное» строение интрузивных массивов.

2. Соответствие последовательности образования породных членов рассматриваемой формации и характера смены слагающих их минеральных парагенезов и хода кристаллизации в системах «нефелиновых и щелочных сиенитов», современный обзор которых можно найти в работах А. Д. Эдгара [67] и Л. Н. Когарко [20].

3. Наличие последовательности образования горных пород, в которой поздние фазы внедрения обладают меньшими площадями выходов, чем ранние. Этот факт хорошо укладывается в рамки гипотезы кристаллизационной дифференциации.

4. Более высокими концентрациями щелочей, летучих и некогерентных элементов в поздних фазах внедрения щелочных пород по сравнению с ранними. Эта закономерность также находит хорошее объяснение с позиций гипотезы кристаллизационной дифференциации.

Вопрос о генезисе агпайтовых нефелиновых сиенитов, исходя из представлений о первичном характере фонолитовой магмы, определяется следующими фактами.

1. Громадная масса платофонолитов Кении имеет состав миаскитовых нефелиновых сиенитов.

2. Агпайтовые нефелиновые сиениты многих массивов, особенно Посос-де-Кальдаса и Пилансберга, обнаруживают тесную генетическую связь с большими массами миаскитовых фонолитов. Агпайтовые фонолиты пока описаны лишь в одном месте земного шара (в вулканическом массиве Канталь, Франция), да и то в небольшом количестве.

3. В массивах агпайтовых нефелиновых сиенитов имеет место гомодромная последовательность образования пород от миаскитовых нефелиновых сиенитов к агпайтовым с широкой серией переходных членов.

4. Соотношение миаскитовых и агпайтовых нефелиновых сиенитов в различных интрузивных массивах сильно варьирует. Если в массивах Лос и Пилансберг преобладают миаскитовые, в Хибинском — промежуточные, то в массивах Ловозерском и Илимауссакском — агпайтовые разновидности этих пород. В целом агпайтовых нефелиновых сиенитов меньше, чем миаскитовых.

5. Характер распределения микроэлементов между различными членами миаскит-агпайтового нефелиносиенитового ряда находится в хорошем соответствии с моделью кристаллизационной дифференциации.

6. Агпайтовые нефелиновые сиениты отличаются исключительно высоким уровнем концентрации щелочей, летучих и некогерентных элементов, что можно связать только с интенсивно проявленным кристаллизационным фракционированием.

Значительный интерес в становлении формации нефелиновых и щелочных сиенитов представляет механизм образования карбонатитов. Природная возможность возникновения карбонатитовой магмы из фонолитовой иллюстрируется последовательностью излияния лав в фонолит-нефелинитовой с карбонатитами формации, где основная масса карбонатитов, завершающих эту последовательность, образуется после фонолитов. Процесс отделения карбонатитового расплава происходит от материнской фонолитовой или нефелиносиенитовой магмы, скорее всего, миаскитового состава, поскольку карбонатиты чаще встречаются с миаскитовыми нефелиновыми сиенитами. По данным экспериментальных исследований наиболее реальным механизмом отделения карбонатитового расплава от нефелиносиенитового является процесс ликвационной дифференциации. Явления ликвации во взаимоотношениях этих расплавов были установлены П. Уилли [67] в процессе экспериментальной проверки ассимиляционной гипотезы Дэли—Шенда. В целом в геологической истории образования группы формаций нефелиновых сиенитов—сиенитов различаются два основных периода: анатектический и дифференциационный.

**Группа формаций щелочных гранитов.** Большинство исследователей вопрос о генезисе щелочных гранитов не отрывают от общей проблемы образования гранитов и рассматривают их, хотя и не совсем обычными, но все же коровыми магматическими формированиями. Современные представления об образовании щелочных гранитов (типа Кейв или Северной Нигерии) изложены в работах В. И. Коваленко [1977 г.], Л. С. Бородина [1981 г.], Г. Брауна, П. Боудена [67] и других исследователей. Веским аргументом в пользу дискретного анатексиса щелочных гранитов является независимый характер залегания крупнейшего в мире комендит-пантеллеритового комплекса Эфиопии, который с полным правом можно рассматривать как эффузивный аналог, например, кейвского интрузивного комплекса. Эфиопский комплекс щелочных риолитов, хотя и залегает на толентовых и щелочных базальтах, тем не менее прямой генетической связи с этими породами не обнару-

живает, поскольку отделен от них интервалом времени, в течение которого в соседних с Эфиопией областях сформировались нефелиновый с карбонатами комплекс Уганды и платофонолитовый комплекс Кении. Следующими важными аргументами, не позволяющими рассматривать комендиты и пантеллериты Эфиопии как дифференциаты базальтовой магмы, являются «бимодальный» характер распределения базальтов и щелочных риолитов и чрезвычайно большой объем последних, превышающий в 3 раза то их количество, которое может произвести базальтовая магма даже в самых благоприятных условиях дифференциации. О дискретном происхождении интересующей нас группы формаций свидетельствует также независимое пространственно-временное положение северонигерийского комплекса, который не обнаруживает связей ни с базальтовыми, ни с гранитными комагматичными ассоциациями.

Вопрос о месте выплавления щелочных гранитов представляет значительный интерес. С одной стороны, горные породы этой группы формаций несут на себе признаки корового происхождения: 1) пространственное тяготение ее многочисленных комплексов к границам подвижных поясов, к срединным массивам и к авлакогенам, что позволяет смотреть на их происхождение как на частную проблему гранитного анатексиса; 2) наиболее удаленное от центра платформ положение комендит-пантеллеритовой формации в латеральном ряду щелочных эффузивных формаций на границе с подвижными областями, вблизи гранитных формаций геосинклинального ряда; 3) крупный масштаб проявления комплексов щелочных гранитов, не свойственный комплексам щелочных пород, но свойственный комплексам известково-щелочных гранитов. Этот также сближает группу формаций щелочных гранитов с формациями нормальных гранитов; 4) наличие в составе щелочногранитных формаций нормальных гранитов, что роднит их с гранитными формациями известково-щелочного ряда; 5) петрохимический состав формаций щелочных гранитов, близкий к составу гранитного слоя; 6) значения отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в щелочных риолитах, по П. Барбери [1975 г.], и в щелочных гранитах, по О. Бримену с соавторами [1975 г.], коровые.

С другой стороны, установление мантийного генезиса остальных щелочных формаций ставит вопрос о выявлении таких признаков и в рассматриваемой группе формаций. К их числу можно отнести следующие.

1. Обогащенность формаций щелочных гранитов теми же некогерентными элементами, что и формации щелочных и ультраосновных пород с карбонатами (см. табл. 20). Это свидетельствует об их большей геохимической близости к мантийным формациям, чем к гранитным коровым.

2. Исключительная бедность формаций щелочных гранитов стронцием, возможно, указывающая на мантийный генезис, поскольку мантия обеднена этим элементом.

3. Большая вертикальная протяженность кейвского комплекса, который пронизывает весь гранитный слой и уходит своими корнями в базальтовый, а может быть, и в мантию.

В целом совмещение в формациях щелочных гранитов черт корового и мантийного происхождения позволяет предполагать, что образование щелочной магмы происходило за счет коровых пород — кварцево-полевошпатовых гранулитов, чарнокитов — в широком диапазоне глубин на границе раздела коры и мантии или глубже, в верхах мантии, куда могли быть погружены горные породы кислого состава. Плавление щелочногранитной магмы, скорее всего, имело место в линейных тектонических зонах в условиях сконцентрированного, но неоднородного по плотности потока глубинных флюидов натриевого состава, обогащенных характерными для щелочных гранитов некогерентными элементами.

Внутреннее разнообразие горных пород группы формаций щелочных гранитов свидетельствует о важной роли в ее генезисе процессов дифференциации. Это подтверждают следующие обстоятельства.

1. Интрузивные массивы ряда комплексов рассматриваемой формации (северонигерийского, уайт-маунтинского) представляют собой многократно-многофазные ритмичные тела с гомодромной последовательностью образования пород от нормальных к щелочным гранитам с исключительно широкой гаммой постепенных переходов.

2. Уменьшение площадей выходов нормальных и увеличение аналогичных площадей щелочных гранитов, расположенных в порядке образования, находится в соответствии с гипотезой дифференциационного развития первичной магмы.

3. В породных членах рассматриваемой формации наблюдается тесная связь геохимических изменений с процессом кристаллизационной дифференциации — с сепарацией плагиоклаза и с изменениями в составе щелочных полевых шпатов, цветных и акцессорных минералов.

При образовании одних комплексов в рассматриваемой формации механизм кристаллизационной дифференциации играет существенную роль, а при образовании других (кейвский, хан-богдинский) — меньшую. Другими словами, если для первой группы комплексов отмечается анатектически-дифференциационный генезис с дифференциационным механизмом возникновения щелочных гранитов из первичной субщелочной магмы, то для второй — преимущественно анатектический генезис, в том числе и для щелочных гранитов. Несколько различный механизм формирования щелочных гранитов разных комплексов откладывает свой отпечаток и на их металлогению.

**Группа формаций щелочных ультрамафитов калиевого ряда.** Гипотеза анатектического происхождения этих формаций была предложена А. Уотерсом [1955 г.] и поддержана В. С. Соболевым [60]. При анализе условий образования данной формации сначала укажем на признаки дискретного происхождения. Эффузивный

аналог рассматриваемой формации — лейцититовая формация — занимает независимое пространственно-временное положение в ряду щелочных формаций. Замечательным примером является лейцититовый комплекс Западного рифта, пространственно отделенный от родственных щелочных комплексов Восточно-Африканской провинции. В другой известной калиевой провинции — Римско-Неаполитанской — образованию лейцититовых тефритов и лейцититов также не предшествуют комагматические базальты. Принципиальная возможность прямого выплавления калиевых щелочно-ультраосновных пород из мантийных слюдяных перидотитов экспериментально показана П. Модрески и А. Бетчером [90].

При решении вопроса о месте выплавления щелочноультраосновных расплавов калиевого типа следует принять во внимание:

1) сближенное пространственное положение лейцититовой и кимберлитовой формаций. В латеральном ряду щелочных эффузивных формаций лейцититовая формация располагается между кимберлитовой и щелочными формациями натриевого ряда, что, с нашей точки зрения, свидетельствует о близости глубин их образования;

2) наличие включений мантийного происхождения в калиевых эффузивных породах. Включения пироксенитов и слюдяных пироксенитов, а также глиммеритов являются наиболее обычными в лейцититовых породах Западного рифта и Италии [Варкамп Д., 1983 г.]. Ксенолиты эклогитов и пироксенитов, вынесенные с границы коры и мантии, описаны в фергуситах Восточного Памира [13]. Ксенолиты шпинелевых лерцолитов отмечаются в лейцититовых лавах Охотско-Чукотского пояса, а включения шпинелевых и гранатовых перидотитов — в диатремах монтичеллитовых перидотитов и альнеитов Монтаны [Мейер Г., 1977 г.]. К этому следует добавить наличие в фицроитах и волжидитах Австралии, Испании и других мест, как и в кимберлитах, кристаллов алмазов и фенокристаллов флогопита [Жак А. и др., 1984 г.]. Обращает на себя внимание формационная индивидуальность мантийных включений в калиевых базальтоидах, выражающаяся в присутствии в них флогопита, керсутита и калиевого рихтерита. В целом, несмотря на сравнительную малочисленность и недостаточную систематичность сведений о мантийных включениях в калиевых базальтоидах, на сегодняшний день можно сделать вывод о том, что первичная магма описываемой группы формаций зарождается на мантийных глубинах, начиная от алмаз-пироповой фации глубинности вблизи зоны анатексиса кимберлитов;

3) исключительно низкую распространенность пород рассматриваемой группы формаций, сопоставимую лишь с распространенностью кимберлитов (около 15 км<sup>2</sup> для всей территории земного шара), что, по нашему мнению, также свидетельствует об их мантийном генезисе;

4) наличие постепенных формационных и петрографических переходов между щелочными ультрабазитовыми породами калиевого ряда и кимберлитами. К числу переходных принадлежит, в ча-

стности, субформация щелочных флогопитовых пикритов и кимберлитов. Наличие промежуточных петрографических разновидностей между калиевыми ультрабазитами и кимберлитами;

5) близость петрохимического состава данных формаций к среднему составу мантии;

6) значительное сходство геохимических черт щелочных ультрабазитов калиевого ряда и кимберлитов (рис. 62, 63), указывающее на родственность геохимической обстановки, в которой они образовывались;

7) сейсмологические данные о глубинах зарождения щелочных магм калиевого типа (рис. 64), показывающие, что первичные очаги индонезийских калиевых вулканов залегают на глубинах 160—220 и 300 км [100], а итальянских — 300 км [93]. Это примерно соответствует глубинам залегания нижних слоев астеносферы под платформами и сопоставляется с глубинами формирования кимберлитов, рассчитанными из термодинамических параметров кристаллизации алмаза;

8) экспериментальные данные по изучению областей устойчивости калийсодержащих минералов — лейцита и флогопита, свидетельствующие о том, что если лейцит устойчив только в верхах мантии, то область устойчивости флогопита распространяется в глубь мантии на 200 км и более.

Наряду с признаками анатексиса в образовании пород интересующей нас формации отчетливо улавливаются признаки процесса дифференциации.

1. Уменьшение площадей выходов горных пород формации псевдолейцитовых сиенитов — шонкинитов, расположенных в порядке внедрения. Это находится в соответствии с дифференциационной схемой формирования пород данной формации из единой родоначальной магмы аналогично породам формации щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами.

2. Многофазный «дифференцированный» характер интрузивных тел формации псевдолейцитовых сиенитов — шонкинитов.

3. Увеличение содержания элементов-примесей в формации псевдолейцитовых сиенитов — шонкинитов от ранних членов к поздним, что хорошо увязывается с механизмом кристаллизационной дифференциации.

4. Возможность образования многочисленных разновидностей калиевых пород в процессе кристаллизационной дифференциации (рис. 65), о чем свидетельствуют экспериментальные исследования в системах с лейцитом [Гупта А., Яги К., 1980 г.].

В общей истории становления формаций псевдолейцитовых сиенитов — шонкинитов, как и в истории образования других групп щелочных формаций, намечается анатектический и дифференциационный этапы. В течение первого вблизи границы алмазоносных и пироповых ультрабазитов происходило частичное плавление содержащего флогопит или роговую обманку перидотитового субстрата с образованием первичного расплава, промежуточного между кимберлитами и мелалейцититами. Анатексис, по-видимому, со-

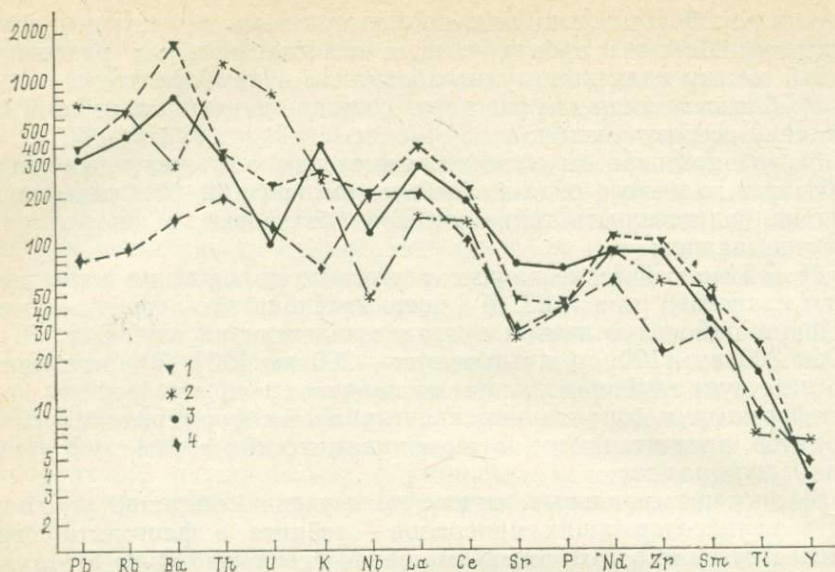


Рис. 62. Распределение элементов-примесей в лампронитах, лейцититах и кимберлитах, нормализованное к расчетному составу примитивной мантии [92].  
 1, 2 — лампрониты Западной Австралии (1) и Юго-Восточной Испании (2); 3 — лейцититы Гауссберг (Антарктида); 4 — средний кимберлит.

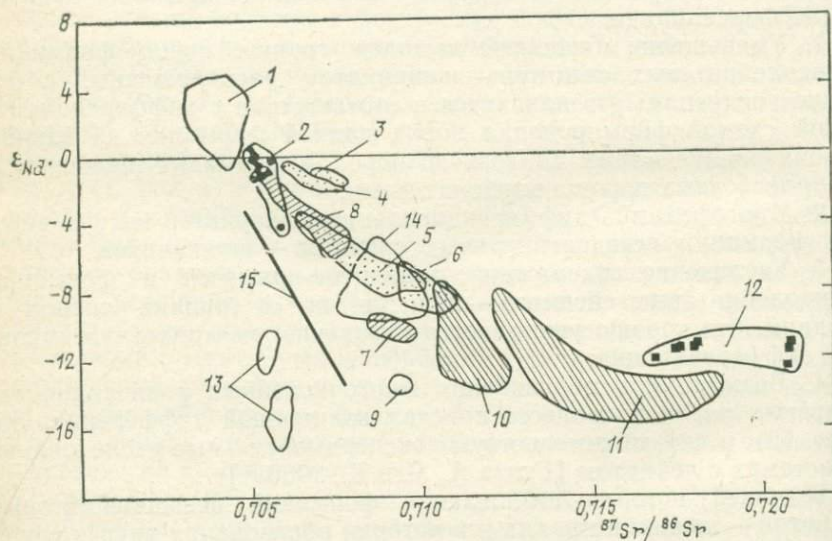
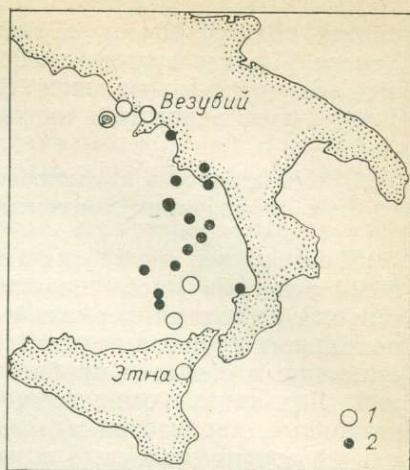


Рис. 63. Неодим-стронциевые изотопные отношения калевых пород и кимберлитов [92].

1 — неслюдяные кимберлиты Южной Африки; 2 — лейцититы Нового Южного Уэльса, Австралия; 3—7 — Сомма-Везувий (3), Ишия (4), Роккамонфина (5), Римский район (6), Сабинно (7), Италия; 8 — Буфумбира, Западный рифт; 9 — Гауссберг, Антарктида; 10, 11 — оливиновые лампрониты (10), лейцититовые лампрониты (11), Западной Австралия; 12 — лампрониты Испании; 13 — лейцититовые Холмы, США; 14 — слюдяные кимберлиты Южной Африки; 15 — диопсид из кимберлитовых включений.

Рис. 64. Размещение активных вулканов (1) и эпицентров глубоководных землетрясений (2) на юге Апеннинского полуострова. По Д. Нинкович и Д. Хею [93].



проводился предварительной метасоматической проработкой субстрата мантийными струями, имевшими калиевый состав и обогащенными теми элементами, которые составляют специфику рассматриваемой группы формаций. Явления дифференциации в первичной магме происходили, скорее всего, уже в самой зоне анатексиса. Об этом свидетельствуют находки алмазов в фицроитах, представляющих собой дифференцированный тип калиевых пород. В течение второго этапа осуществлялся основной процесс дифференциации, способствовавший дальнейшему обогащению отдельных частей расплава калием, летучими и некогерентными элементами. Открытие советскими автоматическими стан-

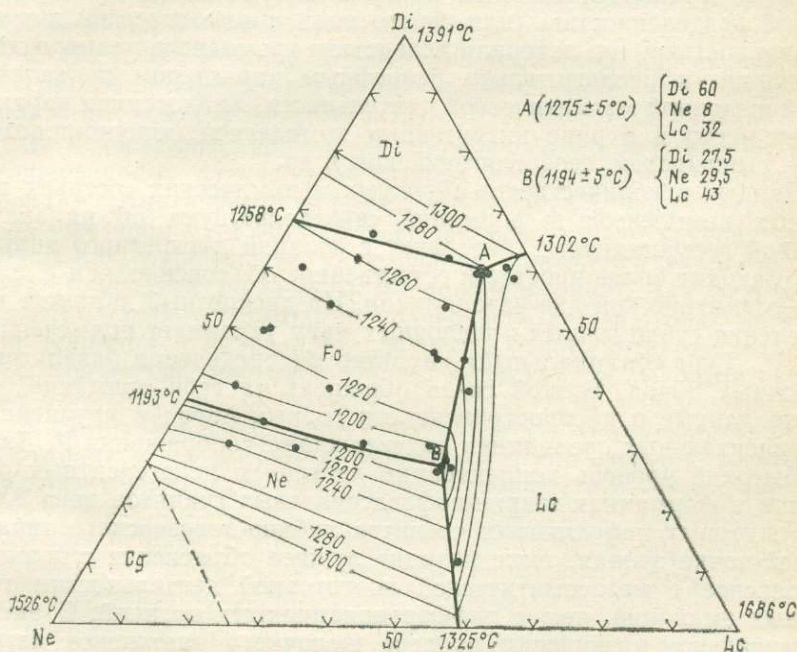


Рис. 65. Диаграмма фазовых равновесий в системе диопсид (Di) — нефелин (Ne) — лейцит (Lc). По А. Гупте и Э. Лидьяку [78].

Cg — карнегиит; Fo — форстерит.

циями «Венера-13» и «Венера-14» калиевых базальтоидов на Венере [1], где гранито-гнейсовый слой отсутствует, показывает, что эти породы возникают без ассимиляции гранито-гнейсового слоя, только вследствие анатексиса и дифференциации.

## 2. Роль процессов анатексиса, дифференциации и ассимиляции в образовании континентальных щелочных формаций

Признаки анатексиса. В соответствии с нашими данными основная масса щелочных пород в большинстве континентальных щелочных формаций сконцентрирована в одном-двух или нескольких крупных комплексах, к проблеме генезиса которых, по существу, и сводится проблема происхождения щелочных формаций. Для таких комплексов, часть из которых нами принята за эталонные, характерна *пространственно-временная независимость* как от других щелочных комплексов, так и от известково-щелочных, что указывает на полную самостоятельность или автономность их выплавления и дальнейшего развития. Самым замечательным из таких формирований является гигантский по размерам фонолитовый комплекс Кении, весьма показательны в этом отношении лейцититовый комплекс Западного рифта и огромный комплекс комендитов-пантеллеритов Эфиопии. Щелочные комплексы Восточно-Африканской провинции отмечаются пространственной разделенностью (или своего рода «магматической диспергированностью») по латерали вследствие громадного размера этой провинции и исключительно рельефным характером проявления в ней щелочной магматической деятельности. Аналогичная картина имеет место и в ряде интрузивных комплексов: хибино-ловозерском, сыннырском, северонигерийском и др.

Данные о количественно-породных и химических составах щелочных комплексов и формаций свидетельствуют об их значительной гетерогенности. Этот факт с позиций дискретного анатексиса находит более простое и естественное объяснение, чем с позиций магматической дифференциации. На дискретный характер выплавления субщелочных и щелочных магм указывает подмеченный еще Р. Дэли «бимодальный» характер распределения базальтов и щелочных пород. В этой связи обращает на себя внимание, что новые данные о распространенности горных пород в крупнейших континентальных провинциях подтверждают соображения Р. Дэли.

Высокий уровень концентрации летучих и некогерентных элементов в формациях эгирин-арфведсонитовых гранитов типа Кейв и агпайтовых нефелиновых сиенитов хибино-ловозерского типа, с нашей точки зрения, тоже находит лучшее объяснение с позиций анатексиса с метасоматической подготовкой деятельностью глубинных эманаций, чем с дифференциационных позиций. В экспериментальном отношении процесс щелочного анатексиса изучен еще недостаточно, поскольку ассимиляционные и дифференциационные взгляды на происхождение щелочных пород не стимулировали этих экспериментов.

В целом субщелочные и щелочные магмы, давшие начало щелочным комплексам рассмотренных континентальных формаций, представляют собой дискретные анатектические выплавки. Первичные анатектические магмы, из которых впоследствии образуется все разнообразие горных пород щелочных комплексов и формаций, можно назвать комплексовыми и формационными магмами. Комплексовые магмы являются конкретными геологическими магмами, реально существующими в природе, а формационные магмы — обобщенные совокупности комплексовых магм. Щелочные комплексовые магмы имеют достаточно широкий характер, их много. Все многообразие щелочных формационных магм в первом приближении можно свести к четырем магмам, соответствующим четырем главным группам щелочных континентальных формаций: ультраосновной натриевого типа, нефелиносиенитовой, щелочно-гранитной и ультраосновной калиевого типа.

Область анатексиса. Местом выплавления субщелочных и щелочных комплексовых магм под континентами, скорее всего, является верхняя мантия. Это подтверждают следующие обстоятельства.

1. В общем временном и пространственном ряду платформенных формаций щелочные формации занимают промежуточное положение между мантийными кимберлитовой и базальтовой формациями, что позволяет предполагать их образование в интервале глубин между этими формациями.

2. По геофизическим данным ряд щелочных массивов и комплексов обладает значительной вертикальной протяженностью вплоть до подкорового субстрата.

3. Достоверные включения мантийного происхождения в настоящее время фиксируются только в субщелочных и щелочных породах. Этот важный и пока находящийся в тени факт сам по себе уже проливает свет на всю проблему происхождения щелочных пород, определенно указывая на мантийный характер главных уровней щелочного магмообразования. Для петрогенеза щелочных пород необходимо подчеркнуть важную роль мегакристов санидина и анортклаза, а также открытие в составе углистых хондритов фельдшпатоидов нефелина и содалита [Фрондел Дж., 1979 г.].

4. Незначительная распространенность и уникальность состава некоторых типов щелочных пород, как и кимберлитов, может также свидетельствовать об их сверхглубинном происхождении.

5. Экспериментальные данные указывают на устойчивость главных породообразующих минералов щелочных пород — санидина, альбита, жадеита, лейцита, флогопита, керсутита — в термодинамических условиях верхней мантии.

Глубины зон щелочного анатексиса. Процесс щелочного анатексиса происходит на разных мантийных уровнях. Из данных о положении формаций в латеральном ряду, о мантийных включениях и о распространенности щелочных пород складывается

ся впечатление, что зоны анатексиса щелочных формаций образуют определенный вертикальный ряд, или ряд глубинности. Наиболее глубинное положение занимает зона магмообразования группы формаций щелочных ультрабазитов калиевого ряда. Она находится в области границы алмазоносных и пироповых ультрабазитов, вблизи зоны кимберлитового анатексиса. На несколько меньших глубинах — с нижним уровнем магмообразования около границы шпинелевых лерцолитов и гранатовых перидотитов — располагается зона анатексиса групп формаций щелочных ультрамафитов натриевого ряда. Выше нее залегает зона магмообразования группы формаций нефелиновых и щелочных сиенитов. Образование формаций группы щелочных гранитов предполагается на границе коры и мантии.

Представляет интерес увязка уровней щелочного магмообразования, намеченных по данным формационного анализа, с уровнями залегания астеносферных слоев, выделенных по данным сейсмологии. Под платформами астеносфера фиксируется на глубинах 150—200 км и более, следовательно, зона кимберлитового магмообразования, видимо, связана с нижними, а зона базальтового — с верхними частями астеносферы. Астеносферные слои, производящие магму группы формаций щелочных ультрамафитов, очевидно, располагаются в интервале больших глубин. Астеносферные зоны, дающие магму нефелиновых и щелочных сиенитов, возможно, находятся ниже и выше слоя базальтового анатексиса, а слои, рождающие щелочногранитный магматизм, — на более высоких уровнях.

Роль глубинных флюидов в щелочном анатексисе. Щелочные формации обогащены некогерентными и летучими элементами, обязанными своим происхождением, скорее всего, потоку глубинных флюидов, или мантийных струй, которые одновременно выступают как носители тепла. Щелочной анатексис предварялся метасоматической переработкой первичной ультрамафитовой матрицы глубинными флюидами, т. е. процессом образования аномальной мантии. Степень насыщения анатектической магмы некогерентными элементами пропорциональна общей массе и степени концентрации глубинных флюидов. Совпадение высокого уровня концентрации некогерентных элементов с большим объемом щелочных горных пород, как это наблюдается в комплексах эгирин-арфведсонитовых гранитов Кейв, рибекит-арфведсонитовых и колумбитоносных биотитовых гранитов Северной Нигерии и агпаитовых нефелиновых сиенитов хибино-ловозерского типа лучше всего объясняется анатексисом с метасоматической подготовкой субстрата глубинными флюидами.

Обращает на себя внимание, что в ряде комплексов щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами, в частности в маймеча-котуйском, и особенно в комплексе рибекит-арфведсонитовых и колумбитоносных биотитовых гранитов Северной Нигерии, масса некогерентных элементов наложена не только на щелочные, но

и на их известково-щелочные комагматы. Совпадение «пиков» щелочного магматизма с «пиками» тепловой активности также является аргументом в пользу участия глубинных флюидов в щелочном анатектическом процессе. Для границы алмазоносных и пироповых перидотитов, которой соответствует нижний уровень генерации щелочноультраосновных магм калиевого ряда, характерны мантийные флюиды, насыщенные калием, барием, рубидием, литием, цезием, торием, ураном. Вышерасположенная граница гранатовых и шпинелевых перидотитов, отвечающая нижнему уровню образования щелочноультраосновных магм натриевого ряда, имеет иной состав щелочных летучих и некогерентных элементов: натрий, фосфор, сера, ниобий. Для стратиграфически более высокого слоя, производящего фонолитовую магму, характерны натрий, фтор, цирконий. Наконец, на границе верхней мантии и коры, где происходило зарождение щелочногранитной магмы, отмечаются натрий, фтор, иттрий, литий.

Щелочные формации, образовавшиеся на разных мантийных уровнях, обладают несколько различным составом элементов магматических эманаций и некогерентных элементов. Анализ геохимических особенностей этих важнейших групп щелочных формаций (см. табл. 20) показывает, что в направлении снизу вверх в их составе происходят существенные изменения. В группе элементов магматических эманаций высокие концентрации фосфора и серы в лейцититовой формации сменяются высокими концентрациями фтора и хлора в фонолитовой и щелочнориолитовой формациях. Среди щелочноземельных элементов наблюдается постепенное снижение содержания бария и стронция от значительного в лейцититах до крайне низкого в щелочных гранитах и риолитах. Содержание радиоактивных элементов, весьма существенное в лейцититах, несколько снижается в формациях промежуточной группы и снова возрастает в породах щелочнориолитовой формации. Содержание редкоземельных элементов сохраняется примерно на одинаковом уровне. Концентрации элементов с большими радиусом и зарядом неуклонно растут от очень низких в лейцититовой формации до высоких в лейкократовых щелочных формациях.

Глубинные очаги щелочного магмообразования, в которых закладываются основы геохимической специализации щелочных магм, дренируют мантийные зоны с различной специализацией мантийных флюидов. Не исключено, что в процессе вертикальной миграции и химического взаимодействия с мантийными породами эти флюиды меняют свой состав, другими словами, тонкие химические особенности щелочных формаций отражают геохимическую зональность мигрирующих флюидов. Основы металлогенической специализации щелочных анатектических магм и минерагенической истории химических элементов в магматическом процессе закладываются в первичных мантийных очагах и являются, с одной стороны, функцией состава первичного субстрата и степени его плавления, с другой — связаны с вариациями химического состава глубинных эманаций, т. е. с мантийным метасоматозом.

Роль дифференциации. На участие в петрогенезисе щелочных формаций процессов дифференциации указывают следующие данные:

а) сопоставление площадей выходов горных пород различных щелочных формаций, расположенных в порядке образования, свидетельствует об их прогрессивном количественном уменьшении от ранних членов к поздним, другими словами, процесс дифференциации хорошо объясняет последовательность образования породных членов щелочных формаций;

б) прогрессивное обогащение *некогерентными и летучими* элементами более поздних породных членов щелочных формаций, совпадение общего характера распределения элементов-примесей в средних типах щелочных пород с таковыми в конкретных дифференцированных сериях этих пород, распределение элементов-примесей по минералам щелочных пород, данные о коэффициентах распределения этих элементов между фенокристаллами и основной массой щелочных эффузивных пород, а также общий характер поведения коэффициентов корреляции и различных отношений микроэлементов довольно убедительно свидетельствуют, что ответственным за распределение элементов-примесей между породными членами щелочных формаций является процесс кристаллизационной дифференциации, возможно усиленный эманационным переносом;

в) совпадение гомодромной, многофазной и ритмичной последовательности образования породных членов щелочных формаций с экспериментальными данными о ходе кристаллизации и соответствующих силикатных системах показывает, что процесс кристаллизационной дифференциации удачно объясняет последовательность образования горных пород в щелочных формациях.

В тектоносфере континентального типа традиционно отмечают по крайней мере два основных яруса камерной дифференциации: глубинный и близповерхностный. Глубинные очаги характеризуются высокими температурами и давлениями, а близповерхностные — весьма низкими значениями этих параметров. Как отмечалось, результаты процесса дифференциации фиксируются в самых нижних зонах щелочного анатексиса. Роль процессов дифференциации в близповерхностных очагах по сравнению с глубинными является подчиненной.

В процессе дифференциации щелочных магм важная роль принадлежит летучим компонентам, т. е. эманационной дифференциации. Обогащенность щелочных магм глубинными флюидами и увеличение давления приводят к понижению вязкости, а в слабовязких магмах процессы дифференциации протекают более интенсивно, чем в высоковязких. Вязкость жадеитового расплава, по И. Куширо [1978 г.], составляет  $3,4 \cdot 10^4$  П при 5 кбар и  $5,3 \cdot 10^3$  П при 24 кбар и  $1350^\circ\text{C}$ , а вязкость пантеллеритового, по С. Скарфу [1977 г.], — около  $1 \cdot 10^4$  П при 1 бар, т. е. примерно соответствует вязкости базальтовых магм. На низкую вязкость фонолитовых магм, близкую к вязкости базальтовых расплавов, указывает

С. Вивер [1974 г.]. Важным петрологическим результатом влияния летучих компонентов является значительное расширение интервалов кристаллизации щелочных пород, что создает повышенные возможности для протекания обменных реакций между расплавами и кристаллами и благоприятствует кристаллизационной дифференциации. Общий высокодифференцированный характер щелочных пород, который принято считать результатом кристаллизации в условиях «длительной и спокойной платформенной тектонической обстановки», возможно, также связан с эффектом повышенной концентрации в щелочных магмах летучих компонентов, щелочей и некогерентных элементов.

Ассимиляция. Существенная роль в обогащении щелочных магм некогерентными элементами может принадлежать процессам *эманационной ассимиляции*.

В последние годы представления об ассимиляционном происхождении щелочных пород не пользовались особым вниманием петрологов из-за критики этих представлений с геологической и экспериментальной точек зрения. Сейчас интерес к процессам ассимиляции возрождается на новом уровне знаний о механизме зарождения, подъема и смешения магм и об изотопах. Из представлений о двух или более ярусах локализации магм: глубинного, промежуточного и близповерхностного — следует, что ассимиляция в глубинных очагах, очевидно, протекает в более благоприятных условиях и является более эффективной, чем в приповерхностных. Данные многочисленных изотопных исследований [Фор Г., Пауэлл Дж., 1974 г.] определенно свидетельствуют в пользу возможности ассимиляции субщелочными и щелочными магмами мантийных и коровых флюидов.

Тектонические условия образования щелочных континентальных формаций. Кроме прочих условий любая концепция образования щелочных формаций должна дать ответ на следующие вопросы тектонического плана.

1. Почему большинство щелочных континентальных комплексов, в первую очередь крупных, принадлежит к числу платформенных, а не геосинклинальных образований, другими словами, почему щелочной магматизм континентов представляет собой преимущественно платформенное явление?

2. Почему наибольшая насыщенность древними щелочными породами характерна для границ краевых частей платформ с геосинклиналями?

3. Почему по времени образования щелочные комплексы на границах краевых частей платформ с геосинклиналями соответствуют главным образом ранним и поздним этапам геосинклинального развития?

С нашей точки зрения, общая тектоническая картина образования пригеосинклинальных комплексов Карело-Кольской, Западно-Европейской и других провинций может быть представлена в следующем виде.

По современным геофизическим данным процесс геосинклинального развития протекает на фоне резко выраженного теплового потока, сопровождающегося потоком глубинных флюидов. Тектоносфера геосинклинального типа характеризуется многоярусным строением и наличием нескольких поверхностей раздела, в то время как платформенная тектоносфера имеет относительно монолитное сложение и основной поверхностью раздела в ней является граница Мохо. В ходе геосинклинального развития тектоносфера геосинклинального типа испытывала дезинтегрирующее действие активных тектонических процессов с образованием разветвленной системы дизъюнктивных нарушений. В процессе прохождения через тектоносферу геосинклинального типа потоки глубинных флюидов вызвали образование сначала самых нижних астеносферных слоев — зон щелочного анатексиса, которые получали выход на поверхность в ранние этапы геосинклинального развития.

Дальнейшее усиление теплового потока, особенно в средние этапы, приводило к диссипации энергии и вещества глубинных флюидов по сложной системе ослабленных зон и к возникновению верхних слоев многоярусной астеносферы, которые «закупоривали» нижние слои и не давали им выхода на поверхность. В условиях активных верхних слоев щелочным магмам труднее было «пробиться» из нижних слоев вверх. В результате на средних этапах геосинклинального развития формы проявления глубинного щелочного магматизма были как бы «угнетены» формами проявления базальтового, гранитного и других типов магматизма, развивающихся на более высоких ярусах.

На поздних орогенных этапах геосинклинального развития в процессе ослабления мощности теплового потока и отмирания деятельности в первую очередь верхних слоев астеносферы нижние слои, в которых происходила генерация щелочной магмы, снова получили выход на поверхность. Процесс «нагазирования» нижних горизонтов астеносферы глубинными флюидами, протекавший в течение всего геосинклинального цикла, благоприятствовал накоплению в них щелочей, элементов магматических эманаций и некогерентных элементов, т. е. фактор времени, по-видимому, играл определенную роль в обогащении щелочных магм фойдафильными элементами. Не исключено, что обедненность некогерентных элементами маймеча-котуйского комплекса щелочных и ультраосновных пород с карбонатами и обогащенность ими карело-кольского комплекса этих пород связаны с тем, что первый развивался на ранних этапах развития Таймырской складчатой системы, а второй — на поздних этапах развития скандинавских каледонид.

В целом же возникновение щелочных магм сначала на ранних, а потом на поздних этапах геосинклинального развития определялось особенностями динамики развития астеносферных магматических систем под геосинклиналями. Значительная концентрация щелочных пород на периферии платформ контролировалась, во-первых, мощным потоком тепла и глубинных флюидов со стороны

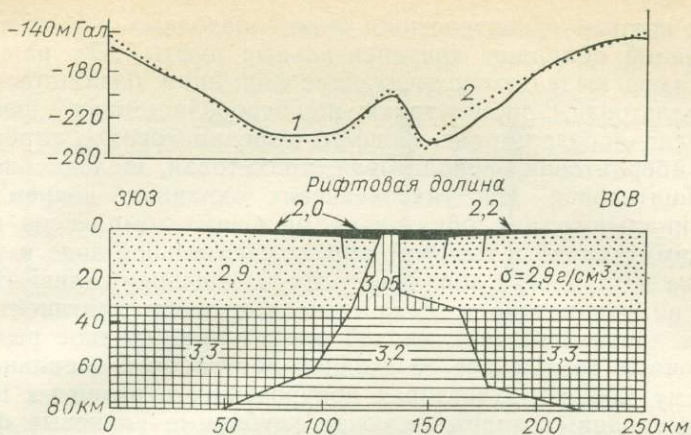


Рис. 66. Аномалия Буге и модель коры в центральной части Кенийской рифтовой зоны. По Б. Бейкеру и И. Воленбергу [1971 г.].

Аномалии: 1 — наблюдаемые, 2 — вычисленные.

геосинклиналей, во-вторых, более монолитным строением платформ, в-третьих, наличием фронтальных надвигов крупных расколов глубинного заложения и систем оперяющих дизъюнктивных нарушений. На самих платформах, где число астеносферных слоев было резко сокращенным, глубинные слои астеносферы, по-видимому, получали прямой выход наверх без экранирования в верхних горизонтах. На платформах, как и в океанах, важная роль в становлении щелочных комплексов принадлежит рифтам (рис. 66). Глобальная система молодых щелочных провинций континентов пространственно совпадает с мировой системой современных внутриконтинентальных, периконтинентальных или периокеанических и с системой перигеосинклинальных рифтогенных структур. Хотя общий поток тепла и глубинных эманаций по сравнению с геосинклиналями здесь был более низким, его интенсивность и концентрация в отдельных рифтовых зонах или в их участках могли достигать больших значений, вследствие чего образовались «слабомагматические» рифты, а в них крупные и обогащенные некогерентными элементами комплексы, подобные хибино-ловозерскому и нигер-нигерийскому.

Таким образом, если в тектоносфере геосинклиналей происходило рассеивание тепла и глубинных эманаций, то в тектоносфере платформ и орогенов возникали благоприятные условия для их концентрированного потока, приводившего к образованию разогретой и разуплотненной мантии, аномальной в геохимическом отношении, к формированию сводового поднятия и зарождению в ряде случаев толитовой и щелочнобазальтовой магм. На последующих этапах рифтогенной магмогенерации образовались щелочные расплавы, из которых сформировались полные, прерывистые или сокращенные ряды щелочных формаций. Среди рифтовых зон

наиболее полным и контрастным рядом щелочных и родственных им формаций обладают континентальные рифты. От ранних к поздним здесь выделяются следующие формации: базальтовая, щелочнобазальтовая, риолит-трахит-щелочнобазальтовая, фонолит-трахит-щелочнобазальтовая, фонолит-нефелинитовая с карбонатами, кимберлитовая, фонолитовая, трахитовая, щелочнориолитовая, лейцититовая. На тихоокеанских окраинах современного геосинклинального типа образование щелочных комплексов происходит асимметрично в тыловой эпиконтинентальной зоне и характеризуется латеральной зональностью со смещением калиевых комплексов по отношению к натриевым в сторону континента. По окраинам древних геосинклиналей имеет место сходное размещение щелочных комплексов со сходной латеральной зональностью. По нашему мнению, отчетливая приуроченность развитых щелочных формационных рядов, включая глубинные калиевые формации, к континентам, а также асимметрично-зональный характер размещения щелочных комплексов на тихоокеанских окраинах связаны с большой мощностью континентальной коры и литосферы и с большой глубиной зон магмообразования под континентами.

### 3. Генезис океанических щелочных формаций

В океанах щелочные магматические формации, в отличие от гранитоидных, распространены весьма широко. Вместе с тем анализ групп континентальных и океанических щелочных формаций отчетливо показывает, что из четырех групп, развитых на континентах, в океанах наблюдается лишь одна — щелочных ультрамафитов и габброидов натриевого ряда, а щелочные лейкократовые группы и ультрамафиты калиевого ряда здесь отсутствуют. Поэтому анализ происхождения щелочных океанических формаций, по существу, сводится к рассмотрению одной группы, в рамках которой наибольший интерес представляют две формации: щелочнобазальтовая и фонолит-базанит-нефелинитовая. В настоящем разделе дан генетический анализ различий этих двух щелочных формаций океанов с учетом известных различий в строении континентального и океанического типов земной коры.

Щелочнобазальтовая формация. Дискретный характер щелочнобазальтовой формации на континентах обстоятельно анализировался Ю. А. Кузнецовым [25]. Независимость пространственного и временного положения щелочнобазальтовой океанической формации в океанах хорошо фиксируется на Гавайских островах (рис. 67), где образование толеитов соответствует щитовой вулканической стадии, а формирование щелочных базальтов происходит на посткальдерной стадии развития вулканических островов с временным разрывом между ними в 1—2 млн. лет [Лимен В. и др., 1980 г.]. Гавайская модель взаимоотношений толеитовых и щелочных базальтов повторяется на других вулканических островах: Кергелен, Крозе и т. д.

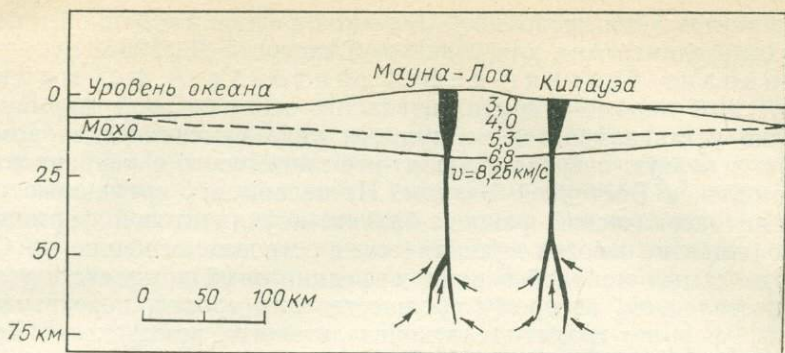


Рис. 67. Схематический разрез вулканов Мауна-Лоа и Килауэа по сейсмическим данным [69].

Во временном ряду океанических вулканических формаций щелочнобазальтовая следует за базальтовой (толеитовой) и предшествует фанолит-базанит-нефелиновой. Мантийные включения в породах щелочнобазальтовой океанической формации изучены недостаточно, особенно если иметь в виду геологическое решение проблемы различий петрографического состава континентальной и океанической коры. Ксенолиты мантийного происхождения со сланцеватой текстурой и гранобластовой структурой в породах щелочнобазальтовой формации фиксируются достаточно широко на Гавайских, Канарских, Коморских, Маркизских островах, Кергелене, Реюньоне, Маврикии, Таити и др. Это — шпинелевые дуниты, шпинелевые перидотиты и габбро, свидетельствующие о том, что область анатексиса щелочнобазальтовой формации под океанами лежит в слое *шпинелевых дунитов и перидотитов и дунитов*.

Экспериментальные исследования в «базальтовом тетраэдре» показывают, что процесс кристаллизационной дифференциации не может привести к образованию щелочнобазальтовой магмы из толеитовой, другими словами, щелочнобазальтовая магма — это самостоятельная первичная магма, образующаяся при более высоком давлении, чем толеитовая [Йодер Х., 1979 г.]. В геохимическом отношении океанические щелочные базальты по сравнению с толеитовыми значительно обогащены щелочными, некогерентными и летучими элементами. Обогащение меланократовой океанит-анкармитовой субформации по сравнению с океаническими толеитами калием и некогерентными элементами, а по сравнению с континентальными — радиоактивными элементами находит хорошее объяснение с позиций анатексиса. Сравнение изотопных данных по стронцию, свинцу, неодиму и другим элементам для океанических щелочных базальтов и толеитов дает основание предполагать наличие под океанами двух автономных разноглубинных зон магмообразования: более глубокой и богатой некогерентными

ми элементами для щелочных базальтов и менее глубинной и бедной этими элементами для толеитов [Андерсон Д., 1982 г.].

Фонолит-базанит-нефелинитовая формация. Дискретный характер континентального аналога этой формации надежно устанавливается на примере ряда вулканических комплексов, в первую очередь фонолит-нефелинитового с карбонатитами комплекса Восточной Уганды. Независимость временного положения океанической фонолит-базанит-нефелинитовой формации наблюдается на многих вулканических островах, особенно на Самоа, где самый молодой базанит-нефелинитовый комплекс с угловым несогласием, которому предшествовала эрозия, перекрывает породы фонолит-трахит-щелочнобазальтового комплекса [Хоукинс Д., Нетланд Д., 1975 г.]. По данным абсолютного возраста для о. Принсипи временной разрыв между породами фонолит-нефелинитового (6,9—3,5 млн. лет) и предшествующего щелочнобазальтового (30,6—19,1 млн. лет) комплексов составляет около 12 млн. лет [Лиотард Д. и др., 1982 г.], а на Гавайских островах начало формирования базанит-нефелинитового комплекса запаздывает по сравнению с щелочнобазальтовым на 2,7 млн. лет и происходит на последней постэрозионной стадии развития вулканических островов, следующей за посткальдерной стадией.

Ассоциация ксенолитов мантийного происхождения в океанических нефелинитах и базанитах близка к ассоциации этих пород в нефелинитовой формации континентов и представлена главным образом шпинелевыми перидотитами и дунитами на о-вах Самоа, Гавайских, Коморских и Зеленого Мыса [Берже Е. и др., 1983 г.; Клаг Д., Фрей Ф., 1983 г.; Лудден Д., 1977 г.]. На Гавайских островах и на Самоа в нефелинитах наблюдаются гранатовые перидотиты и пироксениты, встречающиеся на континентах лишь в кимберлитах. Эти породы принадлежат к высокобарической мантийной фации. Можно предполагать, что базаниты и нефелиниты выплавляются в нижней части слоя шпинелевых и в верхней части слоя гранатовых ультрамафитов, другими словами, в области раздела этих слоев. Давление, при котором происходит выплавление нефелинитов, определенное экспериментально, превышает 20 кбар [12]. Древний возраст гранатовых и шпинелевых лерцолитов из включений в щелочных базальтоидах Гавайских вулканов, определенный по изотопам свинца — 3,5 млрд. лет, также свидетельствует о мантийном происхождении этих пород.

По нашим данным [42, 43], океанические базаниты и нефелиниты отличаются от континентальных несколько большей степенью мафичности и большей примесью сидерофильных элементов при меньшей саличности и некотором обеднении некогерентными элементами, т. е. примерно теми же особенностями, которыми океанические толеиты отличаются от континентальных. При сходстве петрографического состава расплавляемой матрицы можно предполагать, что зона мантийного анатексиса под океанами дренирует более глубокие горизонты слоя шпинелевых лерцолитов, чем под континентами.



мантийных включений, как и в континентальных — это главным образом шпинелевые перидотиты и дуниты. Область анатексиса щелочнобазальтовой формации под океанами лежит в том же слое шпинелевых перидотитов и дунитов, что и под континентами. Вместе с тем под океанами и под континентами одинаковому уровню астеносферы соответствуют разные уровни слоя шпинелевых перидотитов и дунитов — менее глубинные под континентами и более глубинные под океанами. Породы нефелинитовой формации под океанами, по-видимому, выплавляются в низах слоя шпинелевых перидотитов и в верхах слоя гранатовых перидотитов. Состав расплавляемого субстрата на континентах аналогичен таковому в океанах. Процесс щелочного мантийного анатексиса в океанах протекает на разных глубинных уровнях: меньшем для щелочных базальтов и большем для нефелинитов.

Представляет значительный интерес, что в океанах отсутствуют наиболее глубинные континентальные щелочные магмы: лейцититовая, карбонатитовая, кимберлитовая, т. е. магматическое дренирование под океанами происходит на меньшей глубине, чем под континентами. Наиболее современная петролого-геофизическая модель магматического процесса в области океана разработана для Гавайских островов. Под о. Оаху первичный магматический очаг — своеобразный выступ астеносферы — располагается в мантии на глубине 60 км. Выше него, в нескольких километрах от поверхности, находятся периферические очаги радиусом 8—10 км. Схематическая реконструкция коры и верхней мантии под о. Оаху приведена на рис. 67.

Щелочные вулканические формации океанов, подобно близким континентальным, обогащены натрием, летучими и некогерентными элементами, обязанными происхождением потоку тепла и мантийных флюидов. Щелочной анатексис под океанами так же, как под континентами, предварялся метасоматической переработкой ультрабазитовой матрицы мантийными флюидами, в первую очередь в зонах повышенного теплового потока. Об этом свидетельствует молодой возраст флогопита в древних мантийных включениях.

Геохимические различия океанических и континентальных щелочных формаций заключаются в некоторой обедненности первых щелочами, летучими и некогерентными элементами. Причиной этого может также быть отсутствие эманационной ассимиляции в мафической коре океанического типа. Геохимия океанических формаций имеет отчетливую натриевую специализацию с особенностями, присущими сходным континентальным формациям. Рождение и развитие щелочных формаций в океанах тесно связаны с рифтогенными процессами — срединно-океаническим и периокеаническим, т. е. протекают на фоне локализованного и концентрированного потока тепла и флюидов. Более конкретно они связаны с историей развития вулканических островов. Складывается впечатление, что степень зрелости щелочного магматического процесса в океанах находится в прямой связи с размерами этих островов и главным образом с мощностью подстилающей их коры.

## Заклучение

Формационный анализ — это одно из замечательных достижений советской геологии. Он является частью общей методики регионального и локального прогноза, направленного на открытие новых месторождений полезных ископаемых. Учение о формационном анализе магматических горных пород зародилось в виде представлений о магматических ассоциациях, петрографических провинциях и петрографических периодах. К фундаментальным понятиям в учении о магматических формациях относятся «магматический комплекс», «магматическая формация», «ряд магматических комплексов», «ряд магматических формаций». Перечисленные понятия, пришедшие на смену понятию «магматическая ассоциация», представляют собой дальнейшее развитие этого термина. Под магматическим комплексом нами понимается дискретная совокупность или латерально-временной ряд магматических тел, близких по возрасту и месту образования, характеризующихся одной петрографической провинцией и единым петрографическим периодом. Под временным рядом комплекса интрузивных тел нами понимается возрастная последовательность магматических тел, а под латеральным рядом — характер их пространственного размещения. Латеральный ряд магматических тел может быть телескопированным, если тела перекрывают друг друга, диспергированным, или ареально разобщенным, если они отделены друг от друга по латерали, или латерально-зональным, если в характере диспергированности устанавливается определенная закономерность временного или пространственного положения.

Магматические комплексы характеризуются геологическими, вещественными и генетическими признаками. К геологическим относятся: характеристика петрографической провинции; характеристика петрографического периода; размеры комплекса; фациальная характеристика и вертикальная протяженность интрузивного комплекса; последовательность формирования магматических тел; структурные взаимоотношения комплекса с соседними магматическими, осадочными и метаморфическими комплексами; тектоническое положение комплекса. К вещественным признакам принадлежат: количественно-породный (или петрографический) состав комплекса; особенности минерального состава; химический состав; металлогеническая специализация; состав включений, особенно ман-

тийных. К генетическим относятся: признаки анатексиса; признаки дифференциации; признаки ассимиляции.

Под магматической формацией в данной работе понимается совокупность близких по петрографическому составу магматических комплексов, сформировавшихся в одной или в разных петрографических провинциях в один или в разные петрографические периоды. Термин «формация», несмотря на некоторую неопределенность своих гносеологических корней, прочно вошел в теорию и практику формационного анализа, и все попытки заменить его каким-либо другим нецелесообразны.

Под синхронной магматической формацией нами понимается совокупность близких по составу магматических комплексов, сформировавшихся в разных (или в одной) петрографических провинциях в один и тот же петрографический период. Синхронная магматическая формация — понятие относительно абстрактное. Под латерально-синхронной магматической формацией предлагается понимать синхронную формацию, залегающую в одной петрографической провинции. Латерально-синхронная магматическая формация — понятие геологически вполне конкретное.

Под полихронной магматической формацией понимается совокупность близких по составу магматических комплексов, сформировавшихся в разных (или в одной) петрографических провинциях в разные петрографические периоды. Под латерально-полихронной магматической формацией предлагается понимать совокупность близких по составу полихронных магматических комплексов, залегающих в одной петрографической провинции. Латерально-полихронная магматическая формация — понятие геологически вполне конкретное. Пространственное размещение комплексов в полихронной провинции может быть телескопированным, диспергированным, зональным, линейным и т. д. Классическим примером является Кольско-Скандинавская провинция. Понятия «ряд магматических комплексов» и «ряд магматических формаций» относятся к более высокому уровню организации комплексов и формаций. Под рядом магматических комплексов нами понимается сообщество комплексов, относительно близких по времени и месту образования, т. е. характеризующихся единой петрографической провинцией и единым петрографическим периодом, и разных по вещественному составу. Под временным рядом понимается возрастная последовательность их формирования в рамках определенного петрографического периода, а под латеральным рядом — характер пространственного размещения в пределах петрографической провинции. Последний может быть телескопированным, диспергированным или закономерным латерально-зональным.

Ряд магматических комплексов характеризуется геологическими (петрографическая провинция, петрографический период, размер, фациальная характеристика, вертикальная протяженность, последовательность формирования, взаимоотношения с соседними рядами комплексов, тектоническое положение), вещественными и

генетическими признаками. Ряды щелочных комплексов залегают в протяженных петрографических провинциях, например, атлантического типа по Ф. Бекке. К таким провинциям относится Восточно-Африканская щелочная провинция, в которой ряд щелочных комплексов диспергирован по латерали и обнаруживает признаки латеральной магматической зональности. Сходные признаки наблюдаются в ряду щелочных комплексов Бразильской, Западно-Европейской и других провинций.

Под рядом магматических формаций нами понимается совокупность рядов («ряд рядов») близких по набору магматических комплексов, разных по времени и месту образования. Под синхронным рядом магматических формаций понимается совокупность близких по составу рядов магматических комплексов, сформировавшихся в разных (или в одной) петрографических провинциях в один и тот же петрографический период. Синхронный ряд магматических формаций — понятие относительно абстрактное. Под латерально-синхронным рядом магматических формаций предлагается понимать синхронные ряды магматических комплексов, залегающие в одной петрографической провинции. Латерально-синхронный ряд магматических комплексов — понятие геологически вполне конкретное. Многие щелочные петрографические провинции атлантического типа, в частности Западно-Африканская, Западно-Европейская и др., характеризуются латерально-синхронным рядом магматических формаций. Пространственное размещение в них рядов магматических комплексов обычно линейное, иногда диспергированное.

Под полихронным рядом магматических формаций понимается сообщество близких по составу рядов магматических комплексов, сформировавшихся в разных (или в одной) петрографических провинциях в разные петрографические периоды, под латерально-полихронным рядом — полихронный ряд магматических формаций, залегающих в одной петрографической провинции. Латерально-полихронный ряд — понятие геологически конкретное. Примером может служить Красноморско-Аденская щелочная провинция, в которой ряд щелочноабброидно-щелочногранитных комплексов в ходе венд-фанерозойской истории повторялся 4 раза. Пространственное размещение рядов магматических комплексов в латерально-полихронных провинциях может быть телескопированным, диспергированным, зональным (Красноморско-Аденская провинция) или линейным (Алжир-Нигер-Нигерийская щелочногранитная провинция).

Под временным рядом магматических формаций понимается возрастная последовательность образования формаций в пределах ряда, которая в общем виде повторяет структуру слагающих его временных рядов магматических комплексов и представляет собой закономерную и ритмичную последовательность высокого ранга — ритм формационного ряда. Этот ритм может быть полным, неполным или сокращенным. В последнем случае может идти речь о выделении субряда магматических формаций. Ряд магматических

формаций характеризуется геологическими, вещественными и генетическими признаками.

В данной работе обобщены систематические исследования, посвященные формационному анализу щелочных пород. Бурное развитие новейших отраслей техники и технологии социалистического хозяйства способствует вовлечению в сферу производственной деятельности новых химических элементов. Богатство этими элементами щелочных пород (стронций, цирконий, ниобий, тантал, редкие земли, иттрий, рубидий) вызывает практический и, как следствие, теоретический интерес к группе магматических формаций. В этой связи необходимость теоретических разработок в области формационного анализа щелочных пород резко возрастает.

На основе анализа пространственно-временных взаимоотношений и количественно-породного состава с учетом тектонического положения и химических особенностей нами предложен новый вариант классификации щелочных эффузивных и интрузивных формаций континентов и океанов.

В соответствии с ним все разнообразие щелочных комплексов может быть подразделено на ряд формаций, которые объединяются в три группы: I — щелочных ультрамафитов, габброидов; II — нефелиновых сиенитов и фонолитов, щелочных сиенитов и трахитов; III — щелочных гранитов и риолитов. Первая и вторая группы в свою очередь делятся на две подгруппы — калиевую и натриевую. Для всех щелочных формаций намечены эталонные типы из числа классических отечественных и зарубежных комплексов, концентрирующих в себе все общие признаки, присущие каждой формации. Сравнение щелочных эффузивных формаций континентов и океанов свидетельствует о том, что круг океанических формаций по сравнению с континентальными более ограничен. В океанах отсутствуют щелочные эффузивные формации калиевого ряда и щелочнориолитовая формация, что в принципе соответствует магматическому типу океанической коры. По сравнению с континентами число щелочных интрузивных формаций в океанах ограничивается тремя формациями: щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами, нефелиновых сиенитов, щелочных габброидов и нефелиновых сиенитов. В океанических областях отсутствуют формации калиевого ряда — псевдолейцитовых сиенитов — шонкинитов и псевдолейцитовых сиенитов, кислые формации щелочных гранитов и формации агпайтовых нефелиновых сиенитов. Узкий круг щелочных интрузивных формаций океанов находится в соответствии с небольшим числом их эффузивных эквивалентов, что лишний раз свидетельствует об их комагматичности.

Вся группа щелочных формаций имеет незначительную распространенность, соответствующую долям процента. Об этом можно судить по тому факту, что щелочные интрузивные породы являются редкими: на их долю приходится всего 0,1 % распространенности магматических горных пород. На долю щелочных эффузивных пород, по-видимому, тоже приходится около 0,1 % распространенности указанных пород.

Среди трех основных групп щелочных формаций породы группы формаций щелочных ультрамафитов и габброидов относятся к числу слабо распространенных. Щелочные породы группы формаций щелочных гранитов, с одной стороны, и нефелиновых и щелочных сиенитов — с другой, распространены примерно в одинаковой степени. Об этом можно судить по тому факту, что наиболее распространенными типами щелочных интрузивных пород являются щелочные граниты (45 %), щелочные сиениты (28 %), миаскитовые (13 %) и агпайтовые (9 %) нефелиновые сиениты. Щелочно-ультраосновные и щелочноосновные породы распространены относительно слабо (5 %). Наиболее широко распространены из щелочных эффузивных пород щелочные риолиты и трахиты, менее распространены фонолиты, еще меньше — нефелиниты. Распространенность щелочных пород в океанах на несколько порядков ниже, чем на континентах. Здесь, по существу, неизвестны петрографические провинции с широким площадным распространением щелочных пород. Рождение щелочных пород на континентах, по-видимому, следует отнести к границе архея и протерозоя. Наиболее древние щелочные породы — лейцитовые базальты — фиксируются в составе ранних зеленокаменных поясов. Совпадение на континентах важнейших периодов образования щелочных пород, выносящих с мантийных глубин значительное количество щелочей и «некогерентных» элементов, с главными орогенными эпохами, на которые приходится максимум тепловой активности геосинклинальных циклов, с нашей точки зрения, свидетельствует о том, что мантийные флюиды были одновременно ответственными как за глубинный теплоперенос, так и за массоперенос щелочей, «некогерентных», в том числе радиоактивных, и, возможно, других элементов. История щелочного магматизма современных океанов по имеющимся на сегодня данным практически укладывается в рамки мела — кайнозоя и имеет небольшую протяженность (порядка 0,14 млрд. лет) по сравнению с длительной историей щелочно-магматизма континентов.

Для целей прогнозирования и оценки перспектив редкометалльного оруденения на глубину представляют интерес геологические и геофизические данные о глубинах нахождения и формирования щелочных комплексов. Эти комплексы и генетически с ними связанные месторождения формировались на различных уровнях земной коры, начиная от приповерхностного и кончая абиссальными. Их распределение по фациям глубинности показывает, что почти все щелочные формации представлены комплексами разных фаций глубинности. Большинство важнейших щелочных комплексов и месторождений, обнажающихся на уровне современного эрозионного среза, образовалось в приповерхностных условиях и в условиях малых глубин, а меньшинство — в условиях фаций средних и больших глубин. Как известно, площади выходов на дневную поверхность глубинных частей земной коры являются более скромными по размерам, чем площади выходов менее глубинных частей. Из геофизических наблюдений складывается определенное впечат-

ление о сквозном в пределах земной коры характере распространения щелочных комплексов, причем это впечатление усиливается тем обстоятельством, что по геологическим данным они образуются в широких интервалах глубин, достигающих нескольких километров, и интервалы глубин одних комплексов перекрываются интервалами глубин других. Довольно определенная приуроченность многих комплексов щелочных пород к стратиграфическому и структурному несогласиям между фундаментом и чехлом, или к границе осадочного и гранитного слоев, позволяет думать, что эта граница раздела платформенной коры является важной структурной зоной, благоприятной для тангенциального магматического проникновения и для локализации верхнего яруса периферийных или промежуточных магматических очагов. Рассуждая по аналогии, естественно предполагать, что горизонтальное распространение магматических расплавов должно быть связано и с другими геофизическими границами крупного порядка, в первую очередь с разделом Мохо.

Таким образом, в тектоносфере платформенного типа можно подозревать наличие по крайней мере двух основных ярусов локализации магматических очагов — близповерхностного (верхнего) и глубинного (нижнего яруса), которым отвечают два главных уровня камерной дифференциации и ассимиляции. С учетом всех этих данных наиболее распространенным вариантом вертикальной мантийно-коровой зональности, по-видимому, является такой, при котором имеют место постепенные переходы по вертикали между различными комплексами, принадлежащими одной формации. Другими словами, с нашей точки зрения, щелочные комплексы меняют свой состав на глубину, но эти изменения не выходят за рамки вариаций количественно-породного состава той формации, к которой принадлежит данный комплекс. Возможным вариантом вертикальной мантийно-коровой зональности является такой, при котором имеют место переходы между комплексами, принадлежащими родственными формациям.

Последовательность формирования породных членов щелочных формаций замечательна своей ритмичностью, которая проявляется на всех уровнях организации формации — на уровне массивов (микроритмы), комплексов (мезоритмы) и их рядов (макроритмы). Ритмичность щелочного магматического процесса характеризуется контрастностью, полнотой проявления породных членов, сокращенностью (или редуцированностью), прерывистостью, а также явлениями рекуррентности. На уровне массивов ритмичность проявляется в закономерном повторении последовательностей образования субфаз и отдельных инъекций, а на уровне комплексов — в закономерном повторении интрузивных фаз в ходе становления последовательно образующихся интрузивных массивов.

Анализ пересекающих друг друга интрузивных массивов Северной Нигерии убедительно показывает, что они формируются не параллельно, а последовательно друг за другом, нередко со смещением центров магматической активности. Эта закономерность

наблюдается при образовании других щелочных комплексов и, возможно, имеет универсальное значение. Следовательно, в настоящее время интрузивный комплекс можно характеризовать как латерально-временной ряд массивов. Знание этого ряда может подсказать, какое место среди массивов занимают потенциально рудоносные, т. е. может быть использовано в качестве поискового признака.

Каждой щелочной формации обычно присуща обобщенная ритмичная последовательность формирования породных членов — формационный ритм I порядка. Для всех щелочных формаций характерна гомодромная направленность в эволюции, проявляющаяся в увеличении «лейкократовости», общей щелочности, агпаитности и в нарастании содержания характерных элементов-примесей. Гомодромная тенденция в развитии щелочных формаций, по-видимому, в значительной мере определяется ролью процессов кристаллизационной дифференциации.

Наконец, на уровне рядов щелочных комплексов явления ритмичности, состоящие в более или менее закономерной повторяемости, зафиксированы в виде временных и латеральных рядов щелочных формаций. Это — ритмы рядов щелочных комплексов II порядка. В целом оценка возрастных взаимоотношений и элементов латеральной зональности щелочных комплексов в самой крупной молодой континентальной Восточно-Африканской щелочной провинции, возникшей на периферии платформ в течение альпийского тектоно-магматического цикла, показывает, что щелочные эффузивные комплексы образуют четкий временной ряд (от ранних к поздним): трапповый, щелочнобазальтовый, фонолит-нефелинитовый с карбонатитами, фонолитовый, щелочнориолитовый и лейцититовый.

Намеченный в Восточно-Африканской провинции временной ряд щелочных комплексов повторяется в древних континентальных щелочных провинциях в сокращенном, незавершенном или прерывистом варианте. Так, временной ряд комплексов в Бразильской провинции имеет вид (от ранних к поздним): трапповый, щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами, агпаитовых нефелиновых сиенитов — фонолитов. Так же как и в Карело-Кольской, Восточно-Африканской и, возможно, в Оленёкской провинциях, в Бразильской провинции комплекс агпаитовых нефелиновых сиенитов по времени следует за комплексом щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами и, как в первых двух, находится на большем удалении от границы подвижной зоны по сравнению с последним. В Западно-Европейской и в южной части Восточно-Африканской провинции щелочной магматизм не предваралялся мощным трапповым магматизмом. Возрастные взаимоотношения щелочных комплексов в Южно-Гренландской провинции свидетельствуют о том, что за наиболее ранним комплексом нефелиновых сиенитов с карбонатитами следует щелочносиенит-сиенитовый комплекс и далее комплекс сиенитов — агпаитовых и миаскитовых нефелиновых сиенитов. Временной ряд щелочных комп-

лексов этой провинции как бы расшифровывает временные взаимоотношения в группе нефелиносиенит-сиенитовых формаций.

Пространственное положение кимберлитов в латеральном ряду платформенных формаций достаточно определено: кимберлитовая формация — крайний внутриплатформенный член этого ряда. Что же касается места кимберлитов во временном ряду формаций, то предполагается образование кимберлитов после формации щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами и раньше нефелиносиенит-сиенитовых. Более или менее определенно пространственное положение щелочногранитных и щелочнориолитовых формаций в латеральном ряду платформенных формаций: они являются также крайними, или периферическими, членами ряда. Место же этих формаций во временном ряду — в числе поздних магматических образований — еще нуждается в уточнении. Таким образом, временной ряд щелочных комплексов Восточно-Африканской провинции приобретает черты довольно полного и более или менее универсального ряда континентальных щелочных магматических формаций.

Глобальная система молодых щелочных провинций мезозойско-кайнозойского возраста пространственно совпадает с мировой системой молодых континентальных и океанических рифтогенных структур: с внутриконтинентальными и периконтинентальными рифтовыми зонами на континентах и со срединно-океаническими рифтовыми зонами в океанах. В настоящее время еще трудно ответить на вопрос о существовании мировых рифтовых систем в более древние эпохи. Вместе с тем отдельные реликтовые части таких систем сохранились и свидетельствуют о том, что щелочные провинции более древних эпох теснейшим образом связаны с рифтогенными структурами континентов.

На континентах щелочной магматизм представляет собой существенно платформенное явление, в противоположность гранитному магматизму — явлению существенно геосинклинальному и орогенному. Нами показано, что большинство крупных щелочных комплексов сформировалось в платформенных условиях, а большинство мелких и менее щелочных комплексов — в геосинклинальных — на срединных массивах, которые характеризуются корой платформенного типа.

Можно считать, что на уровне крупных структур типа «платформа — геосинклиналь» тектонический контроль щелочного магматизма является достаточно полным. Все это указывает на то, что общий уровень щелочного магматизма, по-видимому, отвечает тем глубинам, которые ответственны за различия в ходе тектонического развития платформ и геосинклиналей, т. е. соответствует верхней мантии.

На континентах древние щелочные провинции располагаются в рифтовых зонах следующим образом: а) на краю платформы на границе со складчатой системой — в перигеосинклинальной рифтовой зоне; б) на краю платформы на границе с авлакогеном — в периавлакогенной рифтовой зоне; в) в рамках складчатой системы

на срединном массиве — в срединно-массивной рифтовой зоне; г) в рамках геосинклинальной системы на складчатом основании — во внутриорогенной рифтовой зоне.

В истории рифтогенеза континентов Е. Е. Милановским выделяются три главных этапа: проторифтовый и протоавлакогенный, палеорифто-авлакогенный и рифтовый. С проторифтовым или протоавлакогенным этапом совпадает период активного щелочногранитного магматизма с возрастом около 2 млрд. лет. В течение этого периода в разных местах земного шара сформировались многочисленные щелочногранитные комплексы средних и больших глубин, в том числе крупнейший кейвский комплекс. В истории литосферы этими комплексами открывается щелочной магматизм крупного масштаба, представлявший собой заметную веху в общей магматической истории континентов.

Следующий палеорифто-авлакогенный этап, преимущественно рифейско-палеозойского возраста, ознаменовался широким нефелиносиенитовым, щелочнультраосновным и щелочногранитным магматизмом. Большинство щелочных комплексов этого типа сложены плутоногенные пояса [Красный Л. И., 1977 г], обнаженные главным образом на малых и средних глубинах. Эти пояса тяготеют к периавлакогенным и перигеосинклинальным рифтам. Они образуют глубокие части палеорифтов или зон тектоно-магматической активизации. Примечательной особенностью некоторых плутоногенных поясов является латеральная, нередко линейная миграция щелочного магматизма, иногда в исключительно широком возрастном диапазоне. Так, в Западной Африке в меридиональной Алжир-Нигер-Нигерийской зоне возраст магматизма омолаживается в южном направлении от позднепротерозойско-раннекембрийского в Алжире до пермского в Нигере и юрского в Нигерии.

Глобальная система щелочных провинций континентов рифтового мезозойско-кайнозойского этапа, как отмечалось, пространственно совпадает с мировой системой молодых рифтогенных структур — внутриконтинентальных, периконтинентальных и перигеосинклинальных. В структурном контроле молодых и древних щелочных провинций наблюдается большое сходство. Молодые щелочные провинции, в частности Западно-Европейская, западных штатов США, Марокканская и др., располагаются в современных перигеосинклинальных рифтовых зонах в форланде Средиземноморско-Индонезийского и Тихоокеанского складчатых поясов, подобно древним Кольско-Скандинавской, Гардарской и другим провинциям, сформировавшимся в форланде древних складчатых поясов. Не менее велика в размещении молодых щелочных провинций роль современных срединных массивов — Паннонского, Киршехирского, Центральноиранского, Синобирманского и др.

В настоящее время среди древних палеорифтовых систем, контролирующих щелочные провинции, мы еще не можем уверенно выделить аналоги молодых периконтинентальных и срединно-океанических рифтов. Современные континентальные рифты, чаще

«слабомагматические», представлены прерывисто-вулканогенными поясами с проявлениями щелочнобазальтового и щелочного магматизма. Они характеризуются временным и латеральным рядом щелочных комплексов, рассмотренным выше для молодой Восточно-Африканской щелочной провинции. Древние рифтогенные структуры обладают сходными рядами щелочных комплексов, хотя следует отметить, что сравнительная характеристика рядов щелочных комплексов древних перигеосинклинальных, периавлакогенных, срединно-массивных и интрагеосинклинальных рифтовых зон пока не проводилась.

В целом намеченный выше ряд континентальных щелочных формаций в генетическом отношении можно сопоставить в первом приближении с таковым геосинклинальных магматических формаций. Так, трапповая формация и группа формаций щелочных ультрамафитов и габброидов натриевого ряда платформ соответствуют инициальному магматизму Г. Штилле и группе формаций раннегеосинклинальной стадии, группа формаций нефелиновых сиенитов — сиенитов и щелочных гранитов — гранитоидному магматизму инверсионной стадии, а группа формаций щелочных ультрамафитов и габброидов калиевого ряда, — по-видимому, финальному магматизму Г. Штилле. В определенном смысле полный временной ряд рифтогенных щелочных формаций представляет собой модифицированный вариант полного ряда геосинклинальных магматических формаций, латерально смещенный в сторону платформ. Вслед за В. Е. Хаиным [63], Е. Е. Милановским [50], В. В. Белоусовым [3] напомним — рифтогенный режим протекал в фазы тектоно-магматической активизации Земли.

Современные океанические рифтовые зоны являются ярко выраженными «магматическими» рифтами. Они представлены вулканогенными поясами непрерывного строения преимущественно базальтового состава с редкими проявлениями щелочнобазальтового и щелочного магматизма. Обращает на себя внимание тот факт, что в зонах перехода современных океанических рифтов в континентальные в Афаре, Мексике, возможно в Исландии и на Гран-Канарии, наблюдаются зоны массового проявления риолитового и щелочнориолитового вулканизма. В океанических хребтах наблюдается возрастная линейная миграция вулканизма, которая фиксируется в цепях вулканов Императорских гор, Гавайских островов, о-вов Самоа и др., т. е. в океанах мы сталкиваемся с тем же явлением, которое фиксируется во внутриконтинентальных плутоногенных поясах Северной Нигерии, Новой Англии, в США и др.

Ряд щелочных формаций океанических рифтов близок ранним членам ряда континентальных щелочных формаций. Поздние члены ряда континентальных щелочных формаций — нефелинитовая с карбонатитами, кимберлитовая, фонолитовая, щелочнотрахитовая, щелочнориолитовая и лейцитовая формации — для океанических рифтов и океанов вообще нехарактерны. Другими словами, ряд щелочных формаций океанов — это всего лишь резко сокращенная начальная часть длинного и контрастного ряда платфор-

менных формаций. В океанах ряд вулканических формаций внутриплитных поднятий несколько отличается от ряда формаций срединно-океанических рифтов. В периконтинентальных рифтовых зонах островные щелочные провинции характеризуются таким же формационным рядом, как океанические внутриплитные поднятия, а прибрежные — формационным рядом, аналогичным ряду внутриконтинентальных рифтов. С нашей точки зрения, это связано с переходным типом коры, подстилающим периконтинентальные рифтовые зоны. На океанических островах мы чаще сталкиваемся с явлениями телескопирования — пространственного наложения поздних эффузивных комплексов на ранние, тогда как элементы латеральной зональности и «дисперсии» магматических комплексов по латерали лучше фиксируются в крупных континентальных петрографических провинциях.

Средние химические составы щелочных формаций, рассчитанные нами, содержат резко повышенные концентрации элементов-примесей по сравнению с составами известково-щелочных формаций земной коры, и тем более верхней мантии. К числу обогащенных микроэлементами принадлежат формации натриевого ряда, в первую очередь формации агпайтовых нефелиновых сиенитов и щелочных гранитов. Обеднены микроэлементами формации калиевого ряда. Каждая щелочная формация обладает суммой более или менее устойчивых геохимических признаков, составляющих сущность ее геохимической специализации. Так, формация щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами специализирована на ниобий, тантал, редкие земли, формация эгирин-арфведсонитовых гранитов — на элементы с большими радиусом и зарядом, редкие земли иттриевой группы, формация агпайтовых нефелиновых сиенитов — на элементы с большими радиусом и зарядом, редкие земли цериевой группы, радиоактивные элементы. Специализация щелочных формаций натриевого ряда довольно отчетливо отличается от специализации щелочных формаций калиевого ряда. Важной чертой химических составов щелочных комплексов, входящих в одну формацию, является гетерогенность этих составов, проявляющаяся в наличии аномально высоких или, наоборот, аномально низких содержаний отдельных химических элементов в тех или иных комплексах.

Рассчитанные средние микроэлементные составы важнейших породных членов щелочных формаций или важнейших разновидностей щелочных эффузивных и интрузивных пород показывают, что в зависимости от содержания микроэлементов щелочные породы делятся на богатые (агпайтовые нефелиновые сиениты, щелочные граниты, карбонатиты) и бедные (все остальные). Ответственным за распределение элементов-примесей в породах щелочных ритмических серий является процесс кристаллизационной дифференциации. Сравнение средних микроэлементных составов важнейших членов щелочных эффузивных формаций континентов и океанов показывает, что последние беднее элементами-примесями, т. е. в щелочных породах прослеживается такая же линия взаимо-

отношения этих элементов, как и в щелочных базальтах [Лазаренков В. Г., 1984 г.], что, по нашему мнению, связано с обедненностью океанической мантии некогерентными элементами. Значительный интерес представляет пока еще недостаточно изученный вопрос о преемственности (или повторяемости) одних и тех же геохимических особенностей в разновозрастных щелочных комплексах одной и той же петрографической провинции. Причина этого явления состоит в первичной зараженности блока мантийного анатексиса одними и теми же химическими элементами, в относительном постоянстве состава мантийных флюидов, мигрирующих через данный блок на протяжении длительной геологической истории. Нами показано, что средние микроэлементные составы эффузивных пород неэквивалентны составам их интрузивных коагматов. Основной причиной этого явления служит процесс магматической дистилляции.

В металлогеническом отношении щелочные формации вслед за Д. В. Рундквистом [24] и в дополнение к нему можно подразделить на рудоносные, слаборудоносные, нерудоносные. Рудоносны формации агапитовых нефелиновых сиенитов, щелочных гранитов, щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами, нефелиновых сиенитов — сиенитов с карбонатитами. Обращает на себя внимание, что все эти формации в геохимическом отношении наиболее обогащены элементами-примесями. Их потенциальная и реальная рудоносность, скорее всего, заложена в механизме процесса анатексиса формационных и комплексовых магм. Формации же щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами и нефелиновых сиенитов — сиенитов с карбонатитами относятся к числу сильно дифференцированных, редкометалльная рудоносность которых в значительной мере связана с поздними дифференциатами этих формаций — ийолитами и карбонатитами. Сущность металлогенической специализации каждой щелочной формации состоит в том, что входящие в нее щелочные комплексы обладают рядом повторяющихся минерагенических черт. Например, для формации щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами особенно характерны месторождения железной руды, флогопита, ниобия, для щелочногранитных формаций — месторождения редких земель иттриевой группы, для формации нефелиновых сиенитов с карбонатитами — редких земель цериевой группы, для формаций псевдолейцитовых сиенитов — рублидия, цезия и т. д. Важной особенностью щелочных формаций является значительная металлогеническая гетерогенность входящих в них щелочных комплексов. Другими словами, каждый комплекс обнаруживает металлогенические особенности, отражающие индивидуальный путь его развития, и характерную провинциальную металлогеническую специализацию.

Проведенная нами оценка способности микроэлементов переходить из расплава в газово-жидкую фазу, основанная на неэквивалентности составов щелочных эффузивных и интрузивных пород, показывает, что массы рудных веществ, выносимые из щелочных массивов, на один-два, а может быть и на три, порядка пре-

вышают запасы этих элементов, подсчитанные в месторождениях редких элементов. Редкие элементы щелочных пород характеризуются большими значениями коэффициентов отделения, что в принципе предопределяет их высокую потенциальную металлогеническую специализацию. Коэффициенты отделения химических элементов разных щелочных магм: щелочнориолитовой, фонолитовой и других — отличаются друг от друга по значению, что является одной из причин формационной металлогенической специализации. Значения коэффициентов отделения накапливающихся элементов пропорциональны степени их накопления, что объясняет высокую рудогенерирующую способность поздних продуктов дифференциации щелочных магм.

Сравнение коэффициентов накопления важнейших породных членов щелочных формаций с данными о запасах генетически с ними связанных месторождений показывает, что и на этом уровне металлогеническая специализация проявлена весьма отчетливо. При сравнении кларков концентрации породных членов щелочных формаций с данными о запасах связанных с ними месторождений видна довольно отчетливая зависимость: для всех редких элементов с большими значениями кларков концентрации известны крупные месторождения промышленного типа. Что же касается элементов с низкими значениями этих величин, то лишь для некоторых из них известны такие месторождения.

Таким образом, особенности металлогенической специализации щелочных комплексов и формаций в значительной мере повторяют особенности их геохимической специализации, другими словами, геохимическая специализация щелочных формаций является определенным индикатором металлогенической специализации. Этот вывод может быть использован в прогнозных и поисковых целях для расчетов различных геохимических критериев потенциальной рудоносности щелочных комплексов и массивов.

В плане решения проблемы происхождения щелочных формаций нами предпринята попытка систематизировать собственные, а также известные данные для выработки общей концепции генезиса этих образований. Независимый характер пространственно-временного положения ряда крупных щелочных комплексов, автономный характер количественно-породных составов щелочных формаций, высокий уровень концентрации микроэлементов в некоторых крупных по объему щелочных комплексах, бимодальный характер распределения базальтов и щелочных пород в ряде крупных континентальных провинций, а также экспериментальные данные в области анатексиса щелочных пород, с нашей точки зрения, указывают на то, что субщелочные и щелочные комплексные магмы являются дискретными анатектическими выплавками.

Общее положение щелочных формаций в схеме латеральной зональности, обогащенность их некогерентными элементами, значительная вертикальная протяженность щелочных комплексов по геофизическим данным, особенно наличие в субщелочных и щелочных породах включений мантийного происхождения, характер рас-

пространенности щелочных пород, а также экспериментальные данные о поведении главнейших породообразующих минералов щелочных пород в термодинамических условиях верхней мантии свидетельствуют о возникновении анатектических выплавов в наиболее глубинных мантийных очагах ниже зон магмообразования гранитов и базальтов.

Все многообразие щелочных формационных магм в первом приближении можно отнести к четырем магмам, соответствующим четырем главным группам щелочных континентальных формаций: ультраосновной натриевого типа, нефелиносенитовой, щелочно-гранитной, ультраосновной калиевого типа. Взаимное расположение щелочных формаций в ряду латеральной зональности, дифференцированный анализ мантийных включений на формационной основе, незначительная распространенность щелочных пород (тем меньшая, чем глубже они образовались), а также сейсмологические данные о залегании астеносферных слоев позволяют нам высказать предположение о различных глубинах первичного щелочного магмообразования: наибольших — для щелочноультраосновных магм калиевого ряда, чуть меньших — для щелочноультраосновных магм натриевого ряда, еще меньших — для фonoлитовых магм и наименьших — для щелочнорндолитовых.

Обогащенность щелочных формаций некогерентными элементами, высокий уровень концентрации этих элементов в крупных щелочных комплексах, совпадение «пиков» щелочного магматизма с «пиками» тепловой активности, по нашему мнению, свидетельствуют о важной роли в петрогенезисе щелочных формаций мантийных флюидов. Для нижнего уровня генерации щелочноультраосновных магм калиевого ряда характерны мантийные флюиды, насыщенные калием, барием, рубидием, литием, цезием, торием, ураном. Для вышерасположенного уровня образования щелочноультраосновных магм натриевого ряда отмечается иной состав летучих и некогерентных элементов — натрий, фосфор, сера, ниобий. Для стратиграфически более высокого слоя, производящего фonoлитовую магму, характерны натрий, фтор, цирконий. Наконец, для границы верхней мантии и коры, где происходило зарождение щелочногранитной магмы, отмечаются натрий, фтор, иттрий, литий. Обращает на себя внимание то, что щелочные формации, сформировавшиеся на различных мантийных уровнях, обладают несколько различным составом элементов магматических эманаций и некогерентных элементов. Глубинные очаги щелочного магмообразования, в которых закладываются основы геохимической специализации щелочных магм, дренируют мантийные зоны с различной специализацией мантийных флюидов. В процессе вертикальной миграции и химического взаимодействия с мантийными породами эти флюиды меняют свой состав, другими словами, тонкие химические особенности щелочных формаций отражают геохимическую зональность мигрирующих флюидов.

На континентах решающая роль в становлении щелочных комплексов принадлежала рифтам. Хотя общий поток тепла и мантий-

ных эманаций по сравнению с геосинклиналями здесь был более низким, его интенсивность и концентрация в локальных рифтовых зонах или даже в их отдельных участках могли достигать больших значений, вследствие чего образовались крупные и обогащенные некогерентными элементами щелочные комплексы и их ряды. Механизм образования «магматических» рифтов был предложен Г. Клоосом на примере Восточно-Африканской рифтовой зоны. Нами на примере этой зоны был проанализирован ряд щелочных формаций [40].

Основы металлогенической специализации щелочных анатектических магм и минерагенической истории химических элементов в магматическом процессе закладываются в первичных мантийных очагах и, с одной стороны, являются функцией состава первичного субстрата, с другой — связаны с вариациями химического состава мантийных струй.

Распределение объемов последовательно образующихся членов щелочных формаций, прогрессивное обогащение фойдафильными микроэлементами поздних членов щелочных формаций по сравнению с ранними, общий характер распределения элементов-примесей и совпадение гомодромной последовательности породных членов щелочных формаций с экспериментальными данными о ходе кристаллизации в силикатных системах, по нашему мнению, убедительно доказывают, что дальнейшая эволюция анатектических формационных и комплексных магм и все разнообразие горных пород в рамках щелочных формаций в значительной степени определяются процессами магматической, главным образом кристаллизационной, а также эманационной и ликвационной дифференциации.

Глубинный характер щелочных магматических процессов позволяет по-иному подойти и к оценке роли ассимиляции. Энергетические затруднения, ограничивающие протекание этих процессов в верхней части земной коры, на уровне границы Мохо снимаются. Изотопные исследования подтверждают вывод о том, что определенная роль в обогащении щелочных магм некогерентными элементами принадлежит эманационной ассимиляции.

История щелочного магматизма океанов укладывается в мелкайнозойскую эпоху (0,14 млрд. лет), и она исключительно молода по сравнению с длительной историей континентального щелочного магматизма (около 2,7 млрд. лет). Субщелочные и щелочные магмы, давшие начало океаническим щелочным комплексам, представляют собой, как и на континентах, дискретные анатектические выплавки. Все многообразие щелочных магм океанов сводится к щелочнобазальтовой и нефелинитовой. Ряд щелочных формаций океанов — это всего лишь резко сокращенная начальная часть длинного и контрастного ряда щелочных платформенных формаций, другими словами, щелочные магмы океанов аналогичны наиболее примитивным и наименее обогащенным некогерентными элементами щелочным магмам континентов — основным и

ультраосновным натриевого типа. Щелочносалические и калиевые мафические магмы здесь отсутствуют.

Местом выплавления щелочных магм в океанах, как и на континентах, является верхняя мантия. В океанических щелочных формациях наблюдается примерно такой же набор мантийных включений, как и в континентальных. С учетом термодинамических условий образования щелочнобазальтовой и нефелинитовой магм под океанами и под континентами можно предполагать одинаковый глубинный уровень их выплавления. Вместе с тем под океанами и под континентами одинаковому уровню астеносферы соответствуют разные уровни слоя шпинелевых перидотитов и дунитов — менее глубинные под континентами и более глубинные под океанами. Представляет значительный интерес, что в океанах отсутствуют наиболее глубинные континентальные щелочные магмы — лейцититовая, карбонатитовая, кимберлитовая, т. е. под океанами магматическому зондированию подвергаются меньшие глубины, чем под континентами. Рождение и развитие щелочных формаций в океанах тесно связаны с рифтогенными процессами (срединноокеаническими и периокеаническими), т. е. протекают на фоне локализованного и концентрированного потока тепла и флюидов. Напомним, что интенсивность теплового потока под океанами увеличивается в зонах срединно-океанических хребтов и внутриплитных поднятий [3]. Щелочной анатексис под океанами, так же как и под континентами, предварялся метасоматической переработкой ультрабазитовой матрицы мантийными флюидами, в первую очередь в зонах повышенного теплового потока, о чем свидетельствует молодой возраст флогопита в древних мантийных включениях.

Геохимические различия океанических и континентальных щелочных формаций заключаются в некоторой обедненности первых щелочами, летучими и некогерентными элементами. Причиной этого явления может быть отсутствие эманационной ассимиляции в мафической коре океанического типа. Мощность коры, по-видимому, прямо влияет на глубину магматического дренирования и, как следствие, на степень полноты ряда магматических формаций, которая несколько варьирует в периокеанических и срединно-океанических рифтах. Конкретно это связано с историей развития вулканических островов. Складывается впечатление, что степень зрелости щелочного магматического процесса в океанах находится в прямой связи с размерами этих островов, и главным образом с мощностью подстилающей их коры.

В целом настоящая работа представляет собой систематическое исследование по формационному анализу щелочных пород, которое может быть использовано при региональном прогнозе, в том числе при глубинном картировании на громадных площадях фундамента Русской платформы, где, судя по обнаженным щитам Кольского полуострова, Канады и Гренландии, вероятность новых находок, в том числе крупных и перспективных на редкометалльное сырье щелочных массивов и месторождений, исключительно велика.

## Список литературы

1. Барсуков В. Л. Геохимические исследования поверхности Венеры АНС «Венера-13» и «Венера-14». — Геохимия, 1982, № 7, с. 899—920.
2. Барт Т. Теоретическая петрология. М., Изд-во иностр. лит., 1956. 233 с.
3. Белоусов В. В. Основы геотектоники. М., Недра, 1975. 225 с.
4. Бородин Л. С., Лишневский Э. Н. О глубинности формаций щелочных пород. — Докл. АН СССР, 1978, т. 241, № 5, с. 1163—1166.
5. Бородин Л. С. Геохимия главных серий изверженных пород. М., Недра, 1981. 194 с.
6. Буссен И. В., Сахаров А. С. Петрология Ловозерского щелочного массива. Л., Наука, 1972. 295 с.
7. Верхнепалеозойские отложения и магматизм Ханбогдинского района Южной Монголии/М. В. Дуранте, Л. П. Зоненшайн, В. И. Коваленко. — Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1976, 51, № 4, с. 85—104.
8. Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7, с. 1217—1223.
9. Галахов А. В. Петрология Хибинского щелочного массива. Л., Наука, 1975. 250 с.
10. Геологическое строение и апатитоносность Сыннырского щелочного массива. Л., Наука, 1969. 145 с.
11. Главнейшие провинции и формации щелочных пород. М., Наука, 1974. 375 с.
12. Грин Д. Х. Состав базальтовых магм как критерий условий их возникновения при океаническом вулканизме. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., Мир, 1973, с. 242—261.
13. Дмитриев Э. А. Кайнозойские калиевые щелочные породы Восточного Памира. Душанбе, Дониш, 1976. 158 с.
14. Добрецов Г. Л., Добрецов Н. Л. Возможная геологическая модель магматического процесса. — Геология и геофизика, 1974, № 5, с. 69—74.
15. Довгаль В. И., Широких В. А. История развития магматизма повышенной щелочности Кузнецкого Алатау. Новосибирск, Наука, 1980. 213 с.
16. Жариков В. А. Физико-химические основы. — В кн.: Петрография. М., Изд-во Моск. ун-та, 1976, ч. 1, с. 74—121.
17. Кузьмин В. В., Сухоруков Ю. Т. Щелочной магматизм Эфиопского плато. — Изв. АН СССР, 1985, сер. геол., № 1, с. 47—95.
18. Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии/А. А. Кухаренко, М. П. Орлова, А. Г. Булах и др. М., Недра, 1965. 772 с.
19. Карбонатиты. М., Мир, 1969. 485 с.
20. Когарко Л. Н. Проблемы генезиса агпантовых магм. М., Наука, 1977. 293 с.
21. Кононова В. А. Якупирангит-уртитовая серия щелочных пород. М., Наука, 1976. 213 с.
22. Коржиский Д. С. Трансмагматические флюиды и магматическое замещение. — В кн.: Петрография. М., Изд-во Моск. ун-та, 1976, ч. 1, с. 269—288.

23. *Краткий справочник по геохимии*. М., Недра, 1960. 275 с.
24. *Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые*/Под ред. Д. В. Рундквиста. Л., Недра, 1978. 606 с.
25. *Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. М., Недра, 1964. 387 с.
26. *Кузнецов Ю. А., Шарапов В. Н., Меламед В. Г.* О магматических фациях глубинности.— *Геология и геофизика*; 1973, № 7, с. 3—18.
27. *Кухаренко А. А.* Щелочной магматизм восточной части Балтийского щита.— *Зап. Всесоюз. минерал. о-ва*, 1967, ч. 96, вып. 5, с. 547—567.
28. *Лазаренков В. Г.* Фельдшпатоидные сиениты массива Лос (Гвинейская Республика). Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1975. 147 с.
29. *Лазаренков В. Г., Абакумова Н. Б.* О петрографическом составе щелочных интрузивных формаций.— *Сов. геология*, 1976, № 12, с. 51—63.
30. *Лазаренков В. Г., Абакумова Н. Б.* Распространенность щелочных пород.— *Докл. АН СССР*, 1977, т. 232, № 5, с. 1179—1180.
31. *Лазаренков В. Г.* О распределении микроэлементов в щелочных интрузивных породах.— *Зап. Всесоюз. минерал. о-ва*, 1978, ч. 107, вып. 1, с. 55—64.
32. *Лазаренков В. Г.* О вертикальной протяженности щелочных комплексов.— *Геология и геофизика*, 1978, № 4, с. 38—46.
33. *Лазаренков В. Г.* О неэквивалентности микроэлементных составов щелочных эффузивных и интрузивных пород.— *Геохимия*, 1978, № 7, с. 1103—1108.
34. *Лазаренков В. Г.* Западно-Африканская провинция щелочных пород.— *Изв. вузов. Геология и разведка*, 1978, № 5, с. 54—60.
35. *Лазаренков В. Г.* О распространенности главнейших разновидностей щелочных пород.— *Докл. АН СССР*, 1979, т. 247, № 5, с. 1240—1241.
36. *Лазаренков В. Г.* К вопросу о классификации щелочных вулканических формаций и особенности их размещения.— *Зап. Всесоюз. минерал. о-ва*, 1980, вып. 5, с. 555—565.
37. *Лазаренков В. Г.* О распределении щелочных пород во времени.— *Докл. АН СССР*, 1981, т. 256, № 3, с. 662—664.
38. *Лазаренков В. Г.* О временном и латеральном рядах щелочных платформенных формаций.— *Геология и геофизика*, 1981, № 11, с. 61—70.
39. *Лазаренков В. Г.* Происхождение щелочных формаций.— *Зап. Ленингр. горного ин-та*, 1983, т. 95, с. 50—58.
40. *Лазаренков В. Г.* Тектоническое положение и формационные ряды молодых щелочных провинций континентов и океанов.— *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1984, № 7, с. 84—92.
41. *Лазаренков В. Г.* Распространенность щелочных пород в океанах и на континентах.— *Докл. АН СССР*, 1984, т. 275, № 5, с. 1206—1208.
42. *Лазаренков В. Г., Степанов В. А.* Зональные фенитовые ореолы щелочных массивов Маймеча-Котуйской провинции.— В кн.: *Метасоматизм и рудообразование*. М., Наука, 1984, с. 37—45.
43. *Лазаренков В. Г.* Геохимия зонального фенитового ореола массива Ырас (Маймеча-Котуйская щелочная провинция).— *Зап. Ленингр. горного ин-та*, 1985, т. 104, с. 46—51.
44. *Ланда Э. А.* Петрографические типы и вертикальная зональность массивов ультраосновных щелочных пород.— *Геология и геофизика*, 1975, № 10, с. 65—72.
45. *Ланда Э. А., Ляпунов С. М.* О содержании редкоземельных элементов в дунитах Гулинского массива и генезисе этих пород.— *Докл. АН СССР*, 1984, т. 276, № 1, с. 243—245.
46. *Логачев Н. А.* Вулканогенные и осадочные формации рифтовых зон Восточной Африки. М., Наука, 1977. 257 с.
47. *Лутц Б. Г.* Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М., Наука, 1975. 166 с.
48. *Магматические формации СССР*. Л., Недра, 1979, т. 1, с. 5—26.
49. *Маракушев А. А., Безмен Н. И.* Эволюция метеоритного вещества планеты и магматических серий. М., Наука, 1983. 183 с.
50. *Милановский Е. Е.* Рифтовые зоны континентов. М., Недра, 1976. 277 с.
51. *Минералогия щелочных массивов и их месторождений*/Е. И. Семенов, Е. М. Еськова, Ю. Л. Капустин, А. П. Хомяков. М., Наука, 1974. 245 с.

52. Невский В. А., Козлова П. С., Киселев А. Ф. Структурно-геологические особенности Ишимского вулканоплутона.— Сов. геология, 1981, № 10, с. 88—99.
53. Николаев В. А. Методическое руководство по геологическому картированию метаморфических комплексов. М., ГОНТИ, 1957. 451 с.
54. О вертикальной зональности массивов ультраосновных щелочных пород и карбонатитов/Е. М. Эпштейн, И. П. Паньшин, В. П. Моралев, И. Г. Волкодлава.— В кн.: Геология месторождений редких элементов. М., Недра, вып. 35, 1972, с. 49—69.
55. Овчинников Л. Н., Ганзеев А. А., Челищев Н. Ф. Распределение металлов в кислых эффузивах как один из критериев связи рудообразования с магматизмом.— В кн.: Магматизм и рудообразование. М., Наука, 1974, с. 44—61.
56. Орлова М. П. Размещение и минерагеническая специализация щелочных магматических формаций территории СССР. Объяснительная записка к карте масштаба 1 : 10 000 000. Л., 1978. 61 с.
57. Поляков Г. В. Палеозойский магматизм и железоруднение юга Средней Сибири. М., Наука, 1971. 251 с.
58. Развалев А. В. Магматические формации в истории развития Красноморско-Аденской рифтовой зоны.— В кн.: Проблемы изучения и тектонического анализа геологических формаций. М., Наука, 1983, с. 166—174.
59. Славин В. И. История преобразования срединных массивов южной половины Средиземноморского геосинклиналичного пояса в связи с развитием окружающих геосинклиналичных систем.— В кн.: Тектоника срединных массивов. М., Наука, 1976, с. 48—57.
60. Соболев В. С. Строение верхней мантии и способы образования магмы. Чтения им. В. И. Вернадского, XIII. М., Наука, 1973. 33 с.
61. Солодов Н. А. Минерагения литофильных редких металлов. М., Недра, 1978. 174 с.
62. Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., Изд-во иностр. лит., 1961. 592 с.
63. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. М., Недра, 1971. 541 с.
64. Хаин В. Е., Соколов Б. А., Кац Я. Г. Особенности сочленения континентальных платформ с океаническими и концепция тектоники плит.— Изв. вузов. Сер. геология и разведка, 1973, № 10, с. 3—14.
65. Хаин В. Е., Соколов Б. А. Окраны континентов — главные нефтегазонасыщенные зоны Земли.— Сов. геология, 1984, № 7, с. 49—60.
66. Шинкарев Н. Ф. Физико-химическая петрология изверженных пород. Л., Недра, 1970. 248 с.
67. Щелочные породы. М., Мир, 1976. 400 с.
68. Щелочные породы. М., Наука, 1984. 415 с.
69. Энциклопедия региональной геологии мира. Л., Недра, 1980. 511 с.
70. Ajakaiye D. F. A gravity interpretation of the Liruei younger granite ring complex of northern Nigeria.— Geol. Mag., 1968, v. 105, N 2, p. 256—263.
71. Alkaline rocks/Edited by H. Sørensen, L.— N.-Y., John Wiley & Sons, 1974. 611 p.
72. Anderson D. L. Isotopic evolution of the mantle: the role of magma mixing.— Earth Planet. Sci. Lett., 1982, v. 57, N 1, p. 1—12.
73. Baker P. E., Mc Reath N. K. The acid rocks of the ocean basins.— Bull. Volcanol., 1973, v. 36, N 12, p. 326—331.
74. Baker B. H., Mohr P. A., Williams L. A. Geology of the Eastern Rift system Africa.— Geol. Amer. Sp. paper, 136, 1972, p. 1—89.
75. Baker P. E. Islands of the South Atlantic.— In: The ocean basins and margins, v. 1, N.-Y.— L., Plenum Press, 1973, p. 431—448.
76. Berlin R., Henderson C. P. The distribution of Sr and Ba between alkali feldspar, plagioclase and groundmass phases of porphyritic trachytes and phonolites.— Geochim. et Cosmochim. Acta, 1969, v. 33, N 2, p. 247—255.
77. Carmichael I. S. E., Turner F., Verhoogen J. Igneous petrology. N.-Y., McGraw-Hill, 1974. 714 p.
78. Gupta A. K., Lidiak E. G. The system diopside-nephelins-leucite.— Contrib. Mineral. Petrol., 1973, v. 41, N 3, p. 231—239.

79. *Harris C. e. a.* Isotopic composition of lead and strontium in lavas and coarse-grained blocks from Ascension island, South Atlantic—an addendum.—*Earth Planet. Sci. Lett.*, 1983, v. 63, N 1, p. 139—141.
80. *Jacobson R. R., Macleod W. N., Black R.* Ring—complexes in the younger granite province of northern Nigeria.—*Mem. Geol. Soc., London*, 1958, p. 1—153.
81. *Koch P.* Les formations plutoniques complexes de la frontiere occidentale du Cameroun central.—In: *Compte rend. 20 sess. Congr. Geol. Intern. (Assoc. Serv. Geol. Afrique)*. Mexico, 1959, p. 125—138.
82. *Kopecký L.* Relationship between fenitisation, alkaline magmatism, sulphide-barite-fluorite mineralisation and deep fault tectonics in the Bohemian massif and in the Rhinegraben.—In: *Report 25 sess. Intern. Geol. Congr., sect. 14*, 1972, p. 73—951.
83. *Kresten P.* The Alnö complex: tectonics of dyke emplacement.—*Lithos*, 1980, v. 13, N 2, p. 153—158.
84. *Lapido-Iouei-ro F. E.* Sub-volcanic carbonatite structures of Angola.—In: *Report 23 sess. Sci. Geol. Congr.*, 1968, v. 2, p. 83—88.
85. *Lee C. A., Reid A. B.* A gravity survey of the Shawa carbonatite complex, Rhodesia.—*Trans. Geol. Soc. South Afr.*, 1977, v. 80, p. 1, p. 43—45.
86. *Mallick I. J., Vail J. R.* Mongolowe Hills syenites ring-complex of southern Nyasaland.—*University of Leeds Research institute of African geology. 6 annual report*, 1962, p. 51—59.
87. *Martin H., Mathias M., Simpson E.* The Damaraland subvolcanic complex in South West Africa.—In: *Report of 21 sess. Intern. Geol. Congr.*, 1960, pr. 13, p. 156—174.
88. *McBirney A., Gass I. G.* Relations of oceanic volcanic rocks to mid-oceanic rises and heat flow.—*Earth Planet. Sci. Lett.*, 1967, v. 2, N 4, p. 265—276.
89. *McHone J. G., Butler J. R.* Mesozoic igneous provinces of New England and the opening of the North Atlantic ocean.—*Bull. geol. Soc. Amer.*, 1984, v. 95, N 7, p. 757—765.
90. *Modreski P. J., Boettcher A. L.* Phase relationship of phlogopite in the system  $K_2O-MgO-CaO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$  to 35 kilobars: a better model for micas in the interior of the earth.—*Amer. J. Sci.*, 1973, v. 273, N 5, p. 395—415.
91. *Mysen B. O.* Solubility of volatiles in silicate melts at high pressure and temperature: the role of  $CO_2$  and  $H_2O$  in feldspar, pyroxene and feldspathoid melts.—*Yearbook*, 1974—1975, p. 454—466.
92. *Nelson D. R., McCulloch M. T., Shen-Su Sun.* The origins of ultrapotassic rocks as inferred from Sr, Nd and Pb isotopes.—*Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1986, v. 50, N 2, p. 253—267.
93. *Ninkovich D., Hays J. D.* Mediterranean island arcs and origin of high potash volcanoes.—*Earth Planet. Sci. Lett.*, 1972, v. 16, N 3, p. 331—345.
94. *Ramberg I. B.* Gravity studies of the Fen complex Norway and their petrological significance.—*Contrib. Mineral. Petrol.*, 1973, v. 38, N 1, p. 115—134.
95. *Rittman A.* Magmatic character and tectonics of the Indonesian volcanoes.—*Bull. volcan.*, Ser. 11, 1953, N 14, p. 45—58.
96. *Robertson A. H. F.* Mesozoic deep-water and Tertiary volcanoclastic deposition of Maio, Cape Verde Island: implications for Atlantic paleoenvironment and ocean island volcanism.—*Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1984, v. 95, N 4, p. 433—453.
97. *Roden M. F., Smith D., McDowell F. W.* Age and extent of potassic volcanism on the Colorado Plateau.—*Earth Planet. Sci. Lett.*, 1979, v. 43, N 2, p. 279—284.
98. *Thompson R. N.* Primary basalts and magma genesis. 11. Alban Hills, Roman comagmatic province, central Italy.—*Contrib. Mineral. Petrol.*, 1977, v. 60, N 1, p. 91—108.
99. *Vail S. R., Monkman L. S.* A geological reconnaissance survey of the Chaone Hill ring complex, southern Nyssaland.—*Trans. Proc. Geol. Soc. South Afr.*, 1960, v. 63, N 1, p. 119—135.
100. *Whitford D. F., Nicholls I. A.* Potassium variation in lavas across the Sunda arc in Java and Bali.—In: *Volcanism in Australia*. Amsterdam, 1976, p. 63—75.

## Оглавление

Предисловие . . . . .	3
Глава I. Основные понятия и определения формационного анализа магматических пород . . . . .	6
1. Магматический комплекс . . . . .	—
2. Магматическая формация . . . . .	13
3. Ряд магматических комплексов . . . . .	17
4. Ряд магматических формаций . . . . .	20
Глава II. Классификация щелочных формаций континентов и океанов	22
1. Классификация щелочных эффузивных формаций континентов . . . . .	—
2. Классификация щелочных эффузивных формаций океанов	29
3. Классификация щелочных интрузивных формаций континентов . . . . .	37
4. Классификация щелочных интрузивных формаций океанов	49
5. Сравнение щелочных формаций континентов и океанов . . . . .	53
Глава III. Распределение щелочных комплексов во времени и пространстве . . . . .	55
1. Распределение континентальных щелочных комплексов во времени . . . . .	—
2. Распространенность главных типов и разновидностей щелочных пород на континентах . . . . .	60
3. Распространенность щелочных пород в океанах . . . . .	62
4. Распределение океанических щелочных комплексов во времени . . . . .	64
5. Эволюция щелочного магматизма в истории Земли . . . . .	—
Глава IV. Вертикальная протяженность щелочных интрузивных комплексов на континентах . . . . .	66
1. Группа щелочных ультрамафитов и габброидов . . . . .	67
2. Группа щелочных и нефелиновых сиенитов . . . . .	71
3. Группа щелочных гранитов . . . . .	75
Глава V. Последовательность образования щелочных формаций . . . . .	80
1. Группа щелочных ультрамафитов и габброидов . . . . .	—
2. Группа щелочных и нефелиновых сиенитов . . . . .	83
3. Группа щелочных гранитов . . . . .	88
Глава VI. Тектоническое положение щелочных провинций континентов и океанов . . . . .	93

1. Глобальная система молодых щелочных провинций и мировая система молодых тектонических зон . . . . .	93
2. Тектоническое положение молодых щелочных провинций континентов . . . . .	95
3. Тектоническое положение молодых щелочных провинций океанов . . . . .	110
4. Тектоническое положение древних щелочных провинций континентов . . . . .	114
5. Сравнительная характеристика тектонического положения щелочных провинций континентов и океанов . . . . .	123
Глава VII. Формационные ряды щелочных провинций . . . . .	125
1. Формационные ряды молодых щелочных провинций континентов . . . . .	—
2. Формационные ряды молодых щелочных провинций океанов . . . . .	131
3. Формационные ряды древних щелочных провинций континентов . . . . .	133
Глава VIII. Геохимическая специализация щелочных формаций . . . . .	143
1. Химический состав щелочных интрузивных пород континентов . . . . .	—
2. Химический состав щелочных эффузивных пород континентов и океанов . . . . .	153
3. Неэквивалентность химических составов щелочных эффузивных и интрузивных пород . . . . .	155
4. Геохимическая специализация щелочных интрузивных формаций континентов . . . . .	159
Глава IX. О связи минерагенической и геохимической специализации щелочных формаций . . . . .	170
1. О металлогеническом значении неэквивалентности химических составов щелочных эффузивных и интрузивных пород . . . . .	171
2. Металлогеническая специализация щелочных формаций . . . . .	172
3. Кларки концентрации щелочных пород и месторождения редких элементов . . . . .	184
4. Общие выводы и некоторые прогнозные признаки . . . . .	186
Глава X. Происхождение щелочных формаций . . . . .	188
1. Генезис континентальных щелочных формаций . . . . .	189
2. Роль процессов анатексиса, дифференциации и ассимиляции в образовании континентальных щелочных формаций . . . . .	202
3. Генезис океанических щелочных формаций . . . . .	210
4. Сравнительный анализ щелочных формаций океанов и континентов . . . . .	213
Заключение . . . . .	215
Список литературы . . . . .	231

5106

20902

2001 I.

HEBRA