

*А.Ф. Белоусов*

*А.П. Кривенко*

*З.Г. Полякова*

---

*Вулканические*  
**ФОРМАЦИИ**

---

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Выпуск 500

ПЗ

А. Ф. БЕЛОУСОВ, А. П. КРИВЕНКО, З. Г. ПОЛЯКОВА

# Вулканические ФОРМАЦИИ

Ответственный редактор акад. Ю. А. Кузнецов



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
Новосибирск · 1982



УДК 550.42+552.16+552.111+552.313

**Белоусов А. Ф., Кривенко А. П.,  
Полякова З. Г. Вулканические формации.— Но-  
восибирск: Наука, 1982.**

В монографии на основе обширных выборочных материалов по территории СССР и зарубежных стран статистически обобщаются составы вулканических формаций. При обобщении применена новая классификация составов магматических формаций, в которой используется аналогия с популяционно-видовой структурой. В качестве ведущих признаков состава вулканических пород взяты петрохимические. Выявляются петрохимические особенности вулканических формаций, сопряженные с геолого-тектоническим положением, и другие закономерности их состава. Рассмотрены некоторые петрогенетические модели. Приведены данные о рудоносности вулканических формаций.

Книга рассчитана на геологов и петрографов, занимающихся изучением вулканизма.

Ил. 39. Табл. 48. Библиогр. 869.

От редактора . . . . .	4
Введение . . . . .	5
Глава 1. <i>Петрохимическая систематика составов вулканических пород и ассоциаций</i> . . . . .	13
О требованиях к научной классификации . . . . .	13
Принципиальная модель состава магматической ассоциации . . . . .	15
Рабочая схема петрохимической классификации вулканических пород и породных групп . . . . .	27
Глава 2. <i>Геолого-тектонические типы областей вулканизма</i> . . . . .	41
Глава 3. <i>Формации пикритовидные и существенно пикритовидные</i> . . . . .	49
Глава 4. <i>Формации базальтоидные и существенно базальтоидные</i> . . . . .	61
Глава 5. <i>Формации риолитоидные и существенно риолитоидные</i> . . . . .	189
Глава 6. <i>Формации трахитоидные и существенно трахитоидные</i> . . . . .	214
Глава 7. <i>Формации карбонатитовые и существенно карбонатитовые</i> . . . . .	218
Глава 8. <i>Статистические закономерности в составах вулканических формаций и вопросы их истолкования</i> . . . . .	220
Стратиграфическая последовательность породных групп и пород разной меланократовости и щелочности в вулканических ассоциациях . . . . .	220
Петрохимический состав породных групп и его зависимость от набора породных групп в ассоциациях . . . . .	222
Статистические особенности составов вулканических ассоциаций разных геолого-тектонических типов областей . . . . .	229
Рудоносность вулканических ассоциаций . . . . .	248
Заключение . . . . .	249
Литература . . . . .	252

Предлагаемая вниманию геологов и петрографов работа представляет собой опыт изучения состава вулканических ассоциаций (формаций). В книге разработана и испытывается на широком материале по вулканическим комплексам новая методика, позволяющая оценивать и систематизировать формации по составу, прежде всего, по петрохимическим признакам.

Необходимость подобных работ оправдывается тем, что в магматической геологии до сих пор нет упорядоченной методики оценки, классификации и сравнения составов именно для сообществ пород, часто сложных. Существующие стихийно сложившиеся систематика и номенклатура разновидностей магматических пород мало приспособлены для этих целей.

Углубленное познание магматических формаций едва ли возможно без серьезного упорядочения принципов их классификации, а также языка для выражения составов формаций. Предстоит преодолеть трудности научного и, прежде всего, психологического порядка, поскольку перестройка подхода требуется достаточно радикальная.

Авторы формулируют и стараются осуществить систему ужесточенных требований к классификации и номенклатуре составов вулканических пород и комплексов. Специализированная терминология, которая используется в книге, требует некоторых усилий для восприятия, но вполне доступна. Она строится по возможности на традиционных терминах и сохраняет смысл, чаще всего вкладываемый в эти термины петрографами.

Судя по тому, что новая методика позволила дать достаточно четкое, систематичное и содержательное описание всего ряда составов вулканических формаций, она работоспособна. В книге показано, что новый подход к изучению составов может быть полезен при анализе связи состава вулканических формаций с тектоникой, с оруденением, с петрогенетической обстановкой. Методика приложима и к специальному картированию вулканических формаций.

*Ю. А. Кузнецов*

Научные представления о магматических формациях входят в более общую систему представлений, которая именуется учением о геологических формациях. Этот раздел современной геологии и связанные с ним методики исследований интенсивно разрабатываются в Советском Союзе и вызывают большой интерес геологов социалистических стран, где высоко влияние советской геологической школы. В области магматических формаций к сходным представлениям и подходам обращаются и петрологи в других странах мира, наиболее показательной остается работа Ф. Тернера и Дж. Ферхугена (1961).

Чтобы уяснить место, назначение, состояние и перспективы формационных представлений и связанных с ними методов исследования (формационного анализа) в геологии, а также понять истоки этих представлений, надо, прежде всего, разобраться в сути понятий геологической формации и формационного анализа.

В обширной литературе по геологическим формациям (имеются в виду формации осадочные, магматические, метаморфические, твердых полезных ископаемых и др.) встречается большое разнообразие определений геологической формации и трактовок формационного анализа. Это разнообразие часто обескураживает геологов, причем не только начинающих, так как в нем действительно трудно ориентироваться. В связи с этим можно слышать высказывания о «полной неопределенности» понятий, о «разочаровании» в формационном анализе, о сомнениях в самостоятельности этого направления исследований.

При более внимательном разборе картина не кажется безотрадной. Дело в том, что многочисленные и часто взаимоисключающие определения — это в основном по-аспектные трактовки геологических формаций, каждая из которых диктовалась более или менее узкими целями исследования (хотя часто и предлагалась в качестве общей). Между тем во всех без исключения определениях геологических формаций есть те или иные действительно общие моменты, без которых понятие теряет смысл и определенность и лишается конструктивности (т. е. полезности в качестве эвристического и логического инструментов исследования). Эти самые общие моменты и должны быть отысканы и введены в общее определение.

Прежде всего, в любом из существующих определений и трактовок геологической формации и формационного анализа присутствует явно или подразумевается наиболее общий момент, без которого эти понятия лишаются самостоятельного смысла, — аспект целостного рассмотрения. Геологическая формация — объект (система), а формационный анализ — способ ее изучения в целом (то, что сейчас называют системным анализом).

Во всех имеющихся определениях геологической формации или в иллюстрирующих примерах фигурирует природная совокупность (парагенез, ассоциация) горных пород и слагаемых ими тел. Горные породы представляют в е с т в е н н ы е элементы, из которых состоят геологические формации, а тела горных пород (в природных границах) — простые структурные элементы этих формаций.

Ниже будет показано, что термин «а с с о ц и а ц и я» в формационном анализе удобен и полезен как термин наиболее широкого, свободного пользования, обозначающий любую природную совокупность (набор, сонахождение) горных пород (тел) безотносительно к ее генезису и независимо от характера границ.

Понятие п а р а г е н е з (парагенезис), как показывают конструктивные примеры его использования в минералогии и геологии, должно обозначать не любую ассоциацию (смесь), а лишь совокупность образований, первично ассоциированных в рамках некоторого связанного генетического процесса. Понятие парагенеза приобретает самостоятельное значение только тогда, когда оно включает определенную (явную) генетическую предпосылку; иначе это будет просто излишний синоним широкого понятия ассоциации. Ясно, например, что магматическим парагенезом не является ассоциация (набор) обломков магматических пород в конгломерате или набор ксеногенных и магматических минералов в кимберлите. Парагенетический анализ возможен, в принципе, независимо от характера границ исследованной ассоциации, выбранных условно или в дискретных природных границах.

Парагенетический подход имел непреходящее значение в формационном анализе в геологии, хотя проявлялось и недопонимание главной сути этого подхода (высказывания типа «парагенетическая, а не генетическая связь» и т. п.).

Авторы определений геологических формаций практически везде, где они обращаются к фактическим примерам, подразумевают объекты, которые выбраны в дискретных природных границах (объект ясно индивидуализирован от соседних, границы его можно откартировать, изобразить, описать). По-видимому, наличие природных границ обязательно для любого варианта общего определения геологической формации, так как без этого теряется однозначное отличие этого понятия от более широких понятий природной ассоциации и парагенеза пород (и их тел).

Ассоциации и парагенезы пород и минералов, как уже отмечено, выбираются и в природных, и в любых условных границах, так что критерий природной границы не может входить в их общее определение. Выбор и рассмотрение в природных границах придают понятию геологической формации высокую конструктивность, поскольку выделяемые и изучаемые при этом единицы приобретают многоцелевое назначение — литостратиграфическое, картировочное, поисково-прогнозное и как природно-обособленный объект для генетической расшифровки. Таким образом, намечилось уже три обязательных элемента, которые следует ввести в общее определение геологической формации.

Формационный анализ (рассмотрение породных ассоциаций) в принципе начинается там, где кончается исследование ассоциаций минералов (как пород или ингрэдентов пород), т. е. уже с небольших, субрегиональных комбинаций пород и их тел. Этот субрегиональный уровень исследования, как известно, удовлетворительно обслуживает традиционная система понятий, терминов и методов геологии. Все субрегиональные категории ассоциаций пород учитываются при формационном анализе.

Однако наиболее актуальные объекты формационного анализа, к которым применяются его специализированные приемы, — ассоциации пород регионального и более крупного масштаба. Эта ранговая область — надо заметить, весьма широкая — четвертый элемент, который представляется возможным и необходимым включить в общее определение геологической формации.

В итоге геологическая формация может быть определена как природная ассоциация (система) горных пород и слагаемых ими тел, регионального (иногда

субрегионального) или более крупного масштаба, взятая в природных границах для исследования в целом (формационного, системного анализа).

Геологическая формация в этом определении трактуется как много-ранговый объект. Это и региональные формационные единицы относительно малого ранга, и наиболее крупные ассоциации, вплоть до планетарных, причем одни могут входить в другие как часть в целое. Определение распространяется на случай формаций крупных рангов, получаемых путем объединения классификационно совместимых (одноименных) региональных формаций, каждая из которых берется в природных границах. Примеры — планетарная формация океанических базальтов низкощелочного уклона, красноцветная соленосная формация, рассматриваемая глобально, и т. п. Представление о многоранговости геологических, в частности магматических, формаций поддерживается Ю. А. Кузнецовым (1973), оно рассматривалось также одним из авторов [Белоусов, 1974, 1976]. Отмечалось, что формации глобального ранга актуальны в плане обзорных и сравнительно-планетологических исследований.

В этих же работах было обращено внимание на то, что в числе принципиальных общих признаков геологической формации раньше фигурировали некоторые мнимые признаки (например, так называемый признак повторяемости), а также элементы информационно излишние или не имеющие достаточно определенного смысла. Эти логические погрешности — одна из причин разнобоя в определениях геологической формации в литературе.

Ф о р м а ц и о н н ы й а н а л и з в геологии следует в самом общем виде толковать как изучение и целостное представление геологических формаций. Он имеет следующие аспекты:

1) исследование состава выбранной ассоциации пород (литофациального, петрографического, химического) с целью построить модель ее состава в целом;

2) исследование стратиграфической и латеральной смены пород и слагаемых ими тел (или их группировок) для выявления закономерностей их чередования в пределах данной ассоциации в целом и построения стратиграфической и структурной модели;

3) оценка особенностей геолого-тектонического и стратиграфического положения ассоциации в целом;

4) сопоставление данной ассоциации по составу, строению и положению с другими ассоциациями (сравнительное изучение), выяснение соотношений и связей между ними;

5) оценка металлогенических и других прикладных свойств ассоциации;

6) выявление классификационного положения данной ассоциации;

7) выяснение петрогенетических особенностей ассоциации в целом (формационная петрология).

Формационный анализ в геологии, таким образом, можно рассматривать как разновидность системного анализа применительно к ассоциациям горных пород и их тел.

В соответствии со всем сказанным **магматическая формация** — это совокупность первично ассоциированных магматических пород (и их тел) регионального \* и более крупного масштаба, взятая в природных границах для формационного анализа. К такому общему определению магматической формации пришли новосибирские петрографы [Кузнецов, 1973; Белоусов, 1976; Кузнецов и др., 1976].

Основные аспекты формационного анализа магматических образований ясно вытекают из приведенной выше общей характеристики формаци-

\* Иногда также субрегионального.

онного анализа в геологии. Здесь стоят те же задачи индивидуализации, систематики, использования, генетического истолкования.

Для формаций, как многограновых единиц, требуется ранговое упорядочение (по масштабам и по степени сложности). Опыт показывает, что разработка специализированной номенклатуры для этих целей, как и самих принципов ранжировки, — весьма трудное дело. Не упорядочены ранжировка и номенклатура для региональных ассоциаций магматических пород. Весьма неоднозначно применяются такие распространенные термины, как комплекс, серия; ими обозначаются магматические ассоциации разного масштаба и сложности, хотя иногда эти термины в определенной обстановке и для определенных целей закрепляются за региональными единицами определенного ранга. Таковы предложения о закреплении термина «магматический комплекс» за стратиграфически обособленными региональными магматическими ассоциациями, выделяемыми примерно в рамках региональных тектоноформационных зон, о закреплении термина «интрузивная серия» за последовательностями пород (фаз внедрения) в интрузивных комплексах и др.

В понимании Ю. А. Кузнецова, поддерживаемом многими другими исследователями, магматические комплексы — это четко индивидуализированные региональные формационные единицы малых рангов, выделяемые примерно в рамках отдельных тектоноформационных (или палеотектонических) зон. Целевое назначение этих единиц состоит в том, что они дают удобную основу для сравнительного регионального изучения и картирования магматических формаций, для региональной увязки эндогенного оруденения с магматизмом, а также для анализа связей между магматическими ассоциациями и региональными элементами тектоники.

Для магматических формаций разных рангов, во избежание терминологической путаницы, по-видимому, пока можно широко использовать термин свободного пользования «а с с о ц и а ц и я» с указанием занимаемой зоны и возрастного интервала (то и другое выражает масштаб формации) и классификационной характеристики состава. Например, ранне-мезозойская метабазальтовая ассоциация севера Апеннин, пермская гранитовая ассоциация Калбы, низкощелочная базальтовая (трапповая) ассоциация материковых платформ. Именно таким способом обозначаются конкретные вулканические формации, описываемые в книге.

Если принять многограновую трактовку магматической (и вообще геологической) формации, то в принципе нежелательно закрепление того же термина за каким-то одним рангом формаций. Если уже закрепились традиции использования термина для какого-то ранга или конкретной ассоциации, надо строго отличать это частное словупотребление от употребления для формации как фундаментальной категории геологии.

Принципиальных возражений не встречает использование термина «формация» в к л а с с и ф и к а ц и о н н о м а с п е к т е, применительно к любому рангу геологических формаций, с указанием их масштаба. Например, низкощелочная базальтовая («трапповая») формация материковых платформ, дунит-перидотитовая («альпинотипных гипербазитов») формация Алтае-Саянской области). Для магматических формаций этот термин всегда может быть заменен термином свободного пользования «ассоциация».

Четкие формулировки основных понятий о формации и формационном анализе помогают уяснить соотношение формационного исследования с традиционным геолого-петрографическим. Довольно очевидно, что элементарные задачи формационного анализа, направленные на то, чтобы выделить, изучить и представить природную ассоциацию как индивидуальное образование, выполняются при обычном геолого-петрографическом исследовании (пример — «формации» в американской магматической геологии). Однако целеустремленная формационная установка побуждает ис-

кать наилучшие и унифицированные способы построения целостной модели состава ассоциаций, сравнительного изучения их и т. д.

Формационный подход стимулирует разработку унифицированной классификации и комплексных петрогенетических моделей для ассоциаций пород в целом, в то время как в обычных геолого-петрографических работах классификации бывают слишком частными, а генетическая расшифровка обычно останавливается на уровне узких классов (разновидностей) пород.

Началом существования формационного анализа как специализированного направления исследований следует считать период, когда было замечено, что природные ассоциации горных пород можно классифицировать. Потребность в целостном рассмотрении природных ассоциаций горных пород и в их систематике неотвратима, так что развитие и широкое распространение формационного анализа неизбежно. Заслугой отечественной геологической школы является то, что наиболее широко и целеустремленно развито формационное направление в трудах Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, Ю. А. Билибина, М. А. Усова, Н. С. Шатского, Н. П. Хераскова, Ю. А. Кузнецова и других советских исследователей.

За рубежом специализированные формационные подходы в области магматической геологии выдвигались в трудах Джадда (петрографические провинции), В. В. Гольдшмидта и А. Тирреля (ассоциации или родственные группы магматических пород), В. Бреггера (серии пород), Г. Штилле и др. Современное состояние формационного анализа характеризуется тем, что он существует в геологической практике во всех своих разновидностях — от зачаточных до продвинутых.

В развитии классификации магматических формаций в СССР на прошлом этапе основное внимание уделялось тектоническому аспекту, который привлек чрезвычайно широкое внимание петрографов, тектонистов и геологов-региональщиков. Серьезным научно-практическим достижением этого этапа были карта магматических формаций СССР масштаба 1 : 2 500 000 (1971) и многочисленные прогнозно-металлогенетические карты, выполненные на формационной основе.

Основной принципиальной предпосылкой систематики было представление о жестком (взаимно-однозначном) соответствии между тектоническим положением магматических формаций и их характером, в том числе составом. Систематика региональных магматических формаций по их характеру производилась на основе описательного сопоставления с конкретными ассоциациями, принятыми за типовые, т. е. способом, который аналогичен эталонированию. Для классификационной группировки и диагностики привлекались разнообразные признаки — петрографические, структурно-геологические, петрохимические, последовательность формирования, вторичные изменения, оруденение и др.

Критический разбор оснований и методики этой классификации был проведен в последние годы [Кузнецов, 1973; Белоусов, 1976; Кузнецов и др., 1976]. Эти авторы пришли к выводу о неправомерности представления о взаимно-однозначном соответствии разных классификационных признаков магматических формаций (в частности, признаков состава и тектонического положения) и о необходимости взять за основу стохастическое представление о связи между признаками. Были отмечены неоднозначность классификации по «эталонам» и необходимость четкого установления границ классов. Выбрана и начала апробироваться другая рабочая структура систематики — с развязанными ранжированными признаками. Подчеркнут приоритет вещественного состава в многоцелевой систематике, поскольку этот аспект недостаточно развивался раньше. Надо отметить, что внимание к систематике составов магматических формаций в последние годы явно повысилось, причем применяются в основном разные модификации традиционного сериального способа.

Популярно среди зарубежных и советских петрологов подразделение вулканических ассоциаций на толеитовые, известково-щелочные, щелочные, высокоглиноземистые, пошонитовые и другие, основанное на том же сериальном способе оценок. Логические основания, на которых проводится эта классификация, заслуживают серьезной критики. Подразделение имеет много недостатков с точки зрения элементарных требований к систематике (неоднозначность границ, пересекаемость классов, неисчерпываемость классификации, хаотичность введения признаков и номенклатуры), а также требований оптимального выбора признаков, математического удобства и т. д. Ограниченность сериального способа — причина того, что систематика серий, по существу, затормозилась на упомянутом весьма грубом делении.

Часто применяемая оценка составов ассоциаций через обсчет состава условно выделенных классов пород и через сопоставление одноименных классов (применяемая в рамках или вне рамок сериального способа) является, по сути, подходом не формационным, а прямо противоположным. По параметрам для условных классов, обычно многочисленных, трудно или невозможно дать связное представление о составе ассоциации в целом.

Все эти обстоятельства побудили искать другой подход к оценке и систематике составов магматических ассоциаций. Длительная работа в этом направлении в Институте геологии и геофизики СО АН СССР подытожена в докладе к V Всесоюзному петрографическому совещанию [Кузнецов и др., 1976].

К решению проблемы мы пытались подойти с помощью выделения крупных составных частей магматических формаций, которые были названы породными группами. Идея их выделения появилась при математико-статистическом анализе распределений пород по петрохимическим признакам в магматических ассоциациях [Белосусов, 1976, и более ранние работы]. Оказалось, что неодномодальное распределение составов магматических пород, которое давно было замечено петрологами, — весьма устойчивое явление. Оно устойчиво в том смысле, что достоверные минимумы в распределении составов по тем или иным петрохимическим показателям, как правило, появляются между группами пород перидотитовой и пироксенитовой, этими ультраосновными группами и базитовой, базитовой и щелочносалической, базитовой и кислой, кислой и щелочносалической. То же теперь можно сказать о минимумах между карбонатитовыми и алюмосиликатными, между анортозитовой и базитовой группами. Эти группы пород ведут себя как природные видовые популяции. Самые общие свойства видовой популяции — автономность, пространственная и хронологическая обособленность, наличие природных границ и признаков, четко отличающих ее от смежных популяций, внутренняя однородность.

Магматические породные группы теперь можно определить как видовые популяции магматических пород, проявляющие устойчивую тенденцию к обособленности в составе магматических ассоциаций; каждая группа в составе региональной ассоциации обычно относительно однородна (квазиоднородна), все ее элементы обладают тесным родством и связностью.

После выделения породных групп систематика составов магматических формаций может быть выполнена на достаточно строгой формализованной основе. Это показано в ряде работ, в том числе в материалах к V Всесоюзному петрографическому совещанию [Кузнецов и др., 1976]. В первой главе книги будет подробнее освещен вопрос о магматических группах и основанной на их выделении популяционной модели для исследования магматических формаций.

Систематика составов магматических формаций должна исходить из

систематики составов изверженных пород. Длительная работа дала нам возможность убедиться в том, что традиционные методики классифицирования пород и классификационные схемы в общем мало приспособлены для целей систематики вулканических формаций. Прежде всего, используемое в литературе труднообозримое множество классов составов (разновидностей) пород не поддается упорядочению в сколько-нибудь четкую и стройную классификационную систему, в частности, в укрупненные классы, необходимые для выражения составов ассоциаций магматических пород. Это неизбежное следствие уже упомянутой нечеткости и неоднозначности подразделений и неупорядоченного использования классификационных показателей и введения номенклатуры. Петрографии сейчас приходится пожинать плоды архаичной практики, которая была недавно подвергнута острой критике А. Ритманом (1975) и которая давала возможность обходить проблему выработки системной классификации магматических пород. Эта практика заключалась в вычленении все новых и новых разновидностей пород по произвольным и нечетким наборам признаков, с присвоением им новых географических названий. Новейшими подразделениями такого рода являются «бониниты», «коматиты» и некоторые другие.

Добиться унифицированного системного представления составов нельзя без введения рацшировки и выделения ведущих показателей, без введения точных границ и объема подразделений и без перехода на более рациональную номенклатуру. Этим продиктованы особенности принятой нами методики и терминологии. В качестве классификационных показателей использованы петрохимические, но принятая структура систематики допускает введение любых других показателей (геохимических, минералогических, микропетрографических). Детализированная классификация составов ведется с помощью оценок для породных групп.

Схема классификации позволяет подойти к составлению рациональных легенд для карт магматических формаций любой детальности. Достаточно строгая систематика позволяет глубже анализировать все аспекты магматических формаций, в том числе связь с тектоникой и оруденением. Одна из важнейших сторон формационного анализа — выявление и оценка сопряженности оруденения с ассоциациями магматических пород. Уже накоплен большой материал о характере этой сопряженности, особенно для тех типов руд, которые локализованы в самих магматических комплексах, ввиду довольно очевидной связи с процессом формирования и перемещения магм и кристаллизации магматических пород. Это алмазные руды в комплексах с кимберлитами, руды хрома и сульфидного никеля в гипербазитах, медно-никелевые и титановые руды в ассоциациях меланократовых базитов, апатита и глинозема в формациях с высокощелочными сиенитоидами, редких металлов и плавикового шпата в карбонатитах, редких металлов в специфических редкометальных гранитоидах и др. Появляются новые промышленные типы рудных магматических пород, как, например, высококальциевые лейцитовые сиениты Сынныра и т. д.

В области установления связей с гидротермальным оруденением особенно много нового за последние 15—20 лет сделано для вулканических формаций, с которыми увязываются промышленные скопления руд железа, цветных металлов, золота и серебра, а с вулканоплутоническими существенно гранитоидными формациями также олово и другие редкие металлы.

В книге использован выборочный петрохимический материал по большому (около 600) числу вулканических ассоциаций, что определялось желанием полнее проверить познавательную эффективность разработанной методики. Нередко нами рассматривались ассоциации, не охваченные площадной съемкой, а изученные с помощью точечных или профильных опробований (глубокие и глубоководные скважины, драгирование). В этих

случаях далеко не всегда можно судить об объеме и границах региональных ассоциаций.

Выражаем большую признательность всем товарищам, которые оказали нам помощь при сборе материалов. Работа была бы невозможна без терпеливой помощи и поддержки со стороны академика Ю. А. Кузнецова, сотрудников отдела магматических формаций Института геологии и геофизики СО АН СССР и заведующего лабораторией магматических формаций Г. В. Полякова. На розыск зарубежной литературы много труда затратили работники библиотеки института В. И. Жукова, А. В. Якушкина, З. Ф. Нестерова. Коллекции химических анализов любезно предоставили зарубежные петрологи А. Бакстер (Лондон), Р. Ворне и М. Рубенах (Тасмания), Х. Думитриу (Монреаль), К. Кондь и Д. Хейслип (Нью-Мехико), Л. Фергусон (Канада) и др. В машинной обработке петрохимических данных и оформительских работах большую помощь авторам оказали В. И. Фоминых, В. М. Фролова, П. И. Шамшурина, Н. Г. Грязнова. Авторы приносят всем глубокую благодарность.

## ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ СИСТЕМАТИКА СОСТАВОВ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД И АССОЦИАЦИЙ

### О ТРЕБОВАНИЯХ К НАУЧНОЙ КЛАССИФИКАЦИИ

В современной формулировке задача научной классификации заключается в научно-доказательном отнесении объекта исследования к определенному классу из некоторой совокупности подразделений, приведенных в систему. Предполагается, таким образом, наличие (или построение) некоторой системной классификационной схемы — состоятельного иерархического списка. Эта схема и рабочая процедура классификации должны быть четки и однозначны, без чего невозможно строгое научное доказательство. При невыполнении этих требований классификация сходит на уровень «преднаучной» (бытовой, лингвистической), поскольку вынуждена ограничиваться приемами нечеткой логики — правдоподобными рассуждениями, интуитивными соображениями или обиходным «здравым смыслом».

За два последние десятилетия классификационные построения в геологии подверглись методологическому разбору в ряде работ, главным образом советских геологов [Воронин, Еганов, 1972; Груза, 1977; Шарапов, 1977; Методы..., 1978; и др.]. Обсуждавшиеся методологические недостатки в полной мере свойственны и классификациям изверженных пород и формаций, а также классификациям геолого-тектонических обстановок магматизма. К ним относятся неупорядоченность системы подразделений, номенклатуры, неупорядоченность соподчинения классификационных признаков, нечеткость границ и объема классов, неприспособленность для детализации и свертывания классов, запутанность классификационных процедур, плохая воспроизводимость классификационных результатов, малая или неясная познавательная эффективность. Устранить и даже глубоко уяснить эти недочеты, по-видимому, невозможно без целеустремленной системной проработки имеющихся и вновь предлагаемых классификаций. В петрографической литературе пока трудно найти работы, где при построении систематики пород и формаций была бы реализована целостная система научных требований.

При анализе имеющихся схем и работе над принятым в этой книге вариантом петрохимической систематики вулканических пород и формаций, а также над схемой подразделения геолого-тектонических обстановок мы стремились учесть: 1) адекватность систематики с классифицируемым объектом; 2) конструктивность систематики для достижения познавательных и научно-прикладных целей; 3) оптимальность внутренней структуры систематики для решения классификационных задач.

Перечень основных требований, определяющих состоятельность классификационной системы, можно свести к следующему.

1. Выбор типа структуры систематики, соответствующего типу соотношений между исследуемыми единицами природной совокупности, а также адекватного типу соотношений между классификационными признаками. В следующих разделах этой главы будет показано, что в структуре систематики составов ассоциаций магматических пород важно учесть популяционную (устойчиво дискретную) структуру этих ассоциаций. В структуру систематики нами вводятся дискретные составляющие — породные группы. В систематике сложных природных образований дол-

жен отражаться стохастический характер зависимости между признаками. Это хорошо реализуется в систематике с развязанными, последовательно вводимыми признаками. Принцип развязанных признаков делает классификацию (при заданном наборе признаков) исчерпывающей и гибкой, позволяя выполнить нужные исследователю классификационные операции — ввести интересующий признак, целеустремленно скомбинировать признаки, детализировать или объединить классы, а также ввести, с помощью небольшого числа унифицированных исходных терминов и логических правил, выразительную и гибкую классификационную номенклатуру. Следует учесть, что в традиционных систематиках с однозначно связанными признаками классификационная номенклатура представляет собой, по существу, язык иероглифов со всеми его трудностями («толеитовые базальты», «офиолиты», «кимберлиты», «пошонитовые ассоциации», «формация трапш» и т. д.).

2. Четкое уяснение цели (назначения) и основных задач создаваемой классификации. Интересующие нас систематики магматических ассоциаций и геолого-тектонических обстановок их образования должны, во-первых, обслуживать общие задачи обзорного многоцелевого изучения и, во-вторых, предусматривать детализацию и ввод дополнительных классификационных показателей для многоцелевых исследований регионального масштаба. Общими задачами систематики составов магматических формаций являются: оценка существенных особенностей состава, сравнительное изучение составов, использование их для прогноза и поисков полезных ископаемых, для петрогенетической интерпретации (в целях формационной петрологии). В качестве одной из важных задач петрохимической систематики составов следует считать сравнительное изучение вулканических и плутонических ассоциаций (для чего в систематике должна быть предусмотрена соответствующая унификация и сопоставимость подразделений и номенклатуры для тех и других). Важно, чтобы эта систематика была применима не только к кайнотипным, но и к регионально измененным вулканическим породам, для этого приоритет должны получить относительно стабильные при метаморфизме показатели состава.

3. Разумное сохранение в структуре и номенклатуре создаваемой систематики тех классификационных элементов, которые стали традиционными и показали свою познавательную и научно-прикладную эффективность. Обязательным условием для включения этих элементов в создаваемую классификацию, однако, должна быть их системная состоятельность. Выбираться должны только классификационные элементы, оптимальные с точки зрения всех требований к разрабатываемой систематике и с точки зрения целостности структуры систематики.

4. Содержательная проработка вопроса о возможной познавательной и научно-прикладной ценности вновь вводимых классификационных подразделений, выбираемой степени их дробности и т. д.

5. Математическое удобство подразделений по количественным классификационным показателям и самих этих показателей. Математически удобная шкала упрощает классификационную работу и последующие детальные математические оценки для классов. Наиболее удобны равноклассные, или кратнчисленные, шкалы, равноплощадные двумерные проекции, линейная аппроксимация границ классов на этих проекциях. Для оценок наиболее удобны те петрохимические функции, которые дают близкое к нормальному распределение количественных значений.

6. Состоятельный выбор перечня и соподчиненности (ранжировки) признаков в соответствии с назначением и задачами систематики, а также с классификационными свойствами и возможностями самих признаков. Должны быть исключены малоинформативные или существенно дублирующие показатели. Набор показателей должен быть необходимым и достаточным для решения поставленных задач.

7. Выполнение общих формальных требований к научной систематике и классификационной номенклатуре. Выполнение этого требования способствует переходу от нечетких бытовых (лингвистических) классификаций к строгим, собственно научным. Имеются в виду приоритет непосредственно наблюдаемых или измеримых показателей перед интерпретированными, четкое и однозначное задание границ и объема классов, оптимальная унификация (однообразие) правил классификационного деления (единство основания деления), максимальная приспособленность систематики к дроблению и укрупнению классов, максимальная краткость терминологических обозначений (номенклатуры) классов, четкость и оптимальная унификация правил образования терминов.

#### **ПРИНЦИПИАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ СОСТАВА МАГМАТИЧЕСКОЙ АССОЦИАЦИИ**

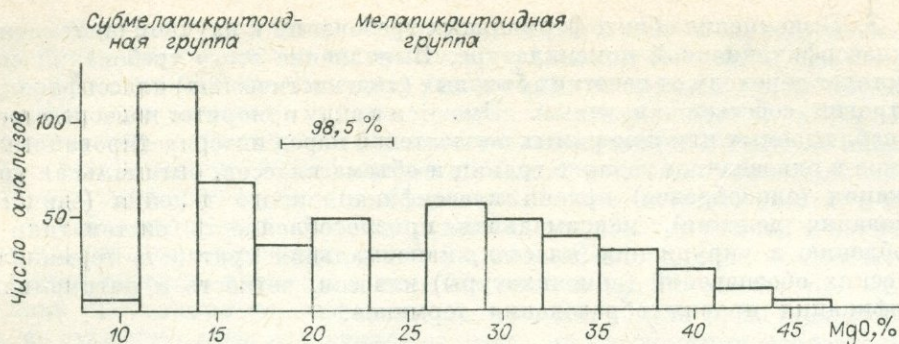
Особенность формационного анализа состоит в оперировании сложными ассоциациями природных образований. Немалые трудности при этом связаны с тем, что ассоциация должна быть оптимально смоделирована, т. е. представлена в виде, удобном и целесообразном для описания, оценок, сравнительного изучения и истолкования.

При исследовании магматических ассоциаций давно возникла, оказалась весьма живучей и даже господствующей методика представления и анализа составов ассоциаций, которую можно назвать сериальной методикой. Она очень широко используется в зарубежной петрологии (особенно вулканических пород), а также в отечественной, в том числе в работах формационного направления.

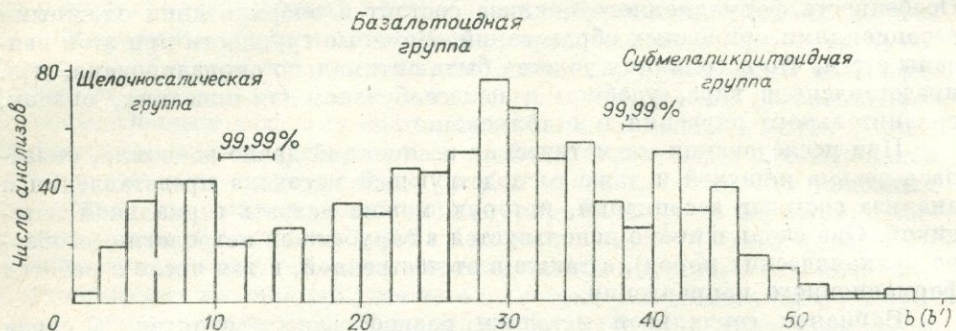
Варианты сериальной методики разнообразны (вероятно, в связи с этим для нее в литературе нет даже объединяющего названия). Однако во всех вариантах используется та или иная форма упорядоченного представления в виде так называемой с е р и и. Таковы диаграммы Харкера, Куно, Ритмана, Заварицкого и др. Сериальная модель интенсивно используется с начала текущего столетия.

Одним из авторов был сделан недавно критический разбор сериальных представлений состава магматических ассоциаций [Белоусов, 1978]. Основным недостатком сериальной модели является то, что в ней упускаются признаки дискретности природных комплексов пород. Комплекс магматических пород всегда представлен в этой модели как непрерывная совокупность. Валовое, сериальное представление помогает осуществлять грубые качественные и полуквантитативные оценки и сравнения и грубую классификацию составов комплексов, но не позволяет выполнять задачи детализированного исследования. В ряде работ [Белоусов, 1967, 1972, 1976] рассматривались эмпирические и теоретические предпосылки для построения новой, дискретизированной модели составов магматических ассоциаций. Недавно [Белоусов, 1979] она была логически оформлена в виде популяционной, или популяционно-видовой модели составов магматических ассоциаций.

Сравнительно давно выявлены достоверные минимумы между базитами и кислыми породами, между базальтоидами и трахито-фонолитовыми породами. При обобщении данных по формациям с породами пикритового ряда нами выявлено широкое развитие дискретных отношений пикритоидов с базальтоидами. В сводной выборке анортозитов и базитов докембрия устанавливается минимум между анортозитами и базитами. На основании обширных петрохимических материалов по интрузивным ассоциациям базитов, субультрамафитов (пироксениты, горнблендиты) и ультрамафитов установлено, что признаки дискретных отношений обычны и между этими группами пород. Признаками дискретности отделяются от



Р и с. 1. Распределение совместно развитых мела- и субмелапикритовидов по MgO (при исключенных летучих) из геосинклинальных ассоциаций с базальтоидами низкощелочных уклонов (514 анализов из 10 ассоциаций). Выделен минимум с указанием уровня надежности.

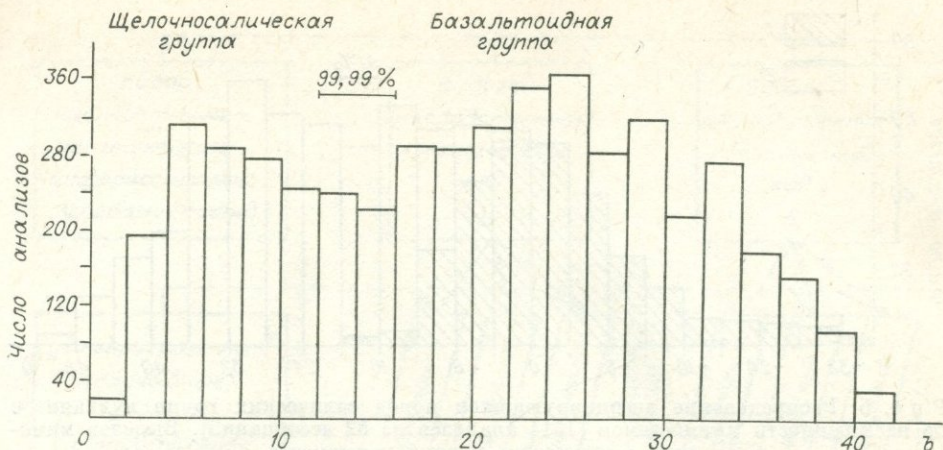


Р и с. 2. Распределение пород существенно базальтоидных ассоциаций со щелочносалической и пикритовидными группами пород по показателю общей меланократовости (900 анализов из 15 ассоциаций). Выделены минимумы с указанием уровня надежности.

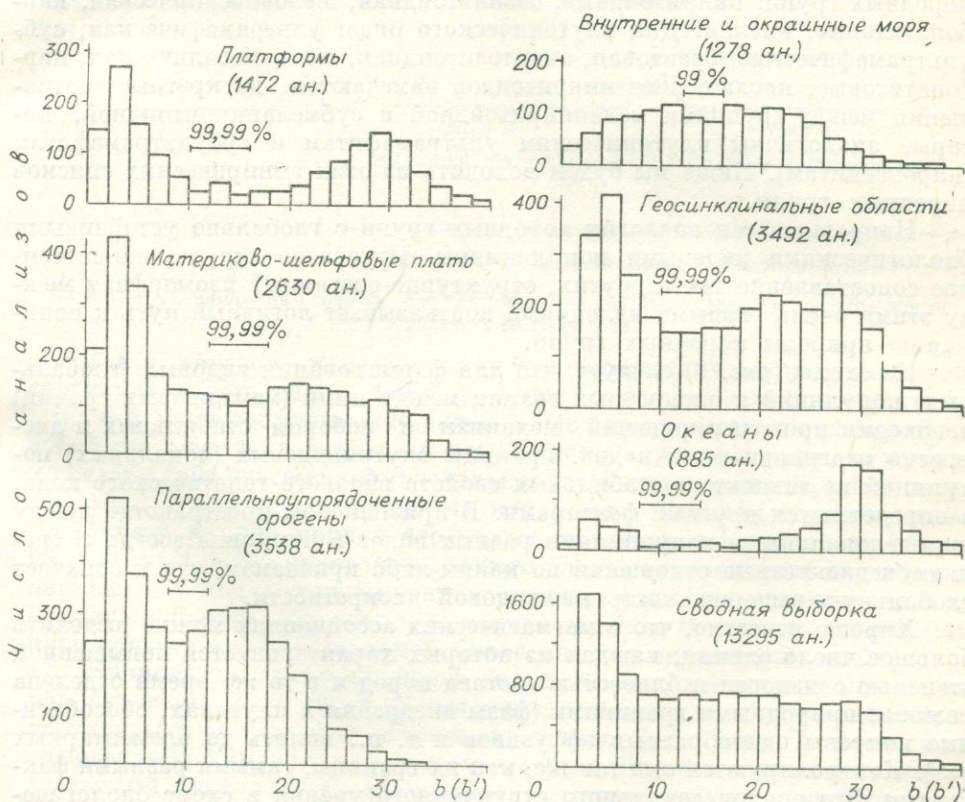
ассоциирующихся пород карбонатиты. Накопленный материал свидетельствует о глобально устойчивом проявлении дискретных отношений между названными укрупненными группами пород в вулканическом и плутонических рядах, для которых был предложен термин «породные группы» [Белоусов, 1967].

Приведем ряд новых гистограмм по глобальным выборкам вулканических пород, показывающих наличие минимумов между разными группами вулканитов (рис. 1—5). Гистограммы дают представление об интервалах, на которых можно ожидать выборочные минимумы или разрывы между породными группами в региональных вулканических комплексах. Следует обратить внимание на то, что по отдельным признакам может быть значительная статистическая трансгрессия (перекрытие) между породными группами.

Расчетами парных корреляций между окислами, вычисленными нами для породных групп по региональным ассоциациям, установлено, что между группами базальтоидной, кислой и щелочносалической происходит смена знака коэффициентов корреляции. Выяснено, что в щелочносалической группе преобладают отрицательные связи  $\text{SiO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O—P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{K}_2\text{O—P}_2\text{O}_5$ , в то время как в базальтоидах щелочного уклона, с которыми щелочносалическая группа обычно ассоциируется, связи в тех же парах окислов обычно положительны. Кислая группа от базальтоидной отличается положительными связями  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—}\Sigma\text{FeO}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—TiO}_2$  вместо отрицательных и отрицательными связями  $\text{SiO}_2\text{—Na}_2\text{O}$  и  $\text{Na}_2\text{O—K}_2\text{O}$  вместо положительных. Щелочносалическая группа вулка-



Р и с. 3. Распределение ассоциирующихся пород щелочносалической и базальтоидной группы по показателю общей меланократовости (3630 анализов из 62 ассоциаций). Выделен минимум с указанием уровня надежности.

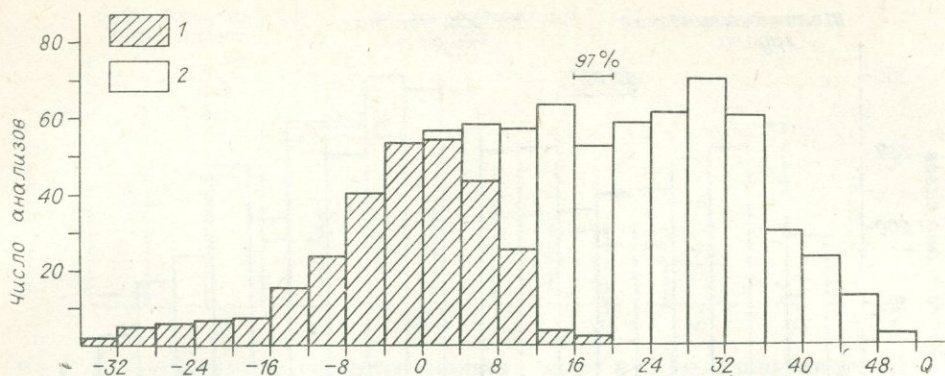


Р и с. 4. Распределение ассоциирующихся пород кислой и базальтоидной группы вулканитов по показателю общей меланократовости. Выделены минимумы с указанием уровня надежности.

нитов отличается от кислой отрицательными связями  $Al_2O_3 - \Sigma FeO$ ,  $Na_2O - TiO_2$ ,  $Na_2O - \Sigma FeO$  вместо положительных.

Устойчивые дискретные отношения проявляются в самых разных магматических ассоциациях. Очень интересно, что картина оказывается сходной в обычных магматических ассоциациях и в расслоенных интрузивных комплексах, где очевидна фракционная кристаллизация.





Р и с. 5. Распределение ассоциирующихся пород салических групп вулканитов по насыщенности кремнеземом (1514 анализов из 52 ассоциаций). Выделен минимум с указанием уровня надежности.

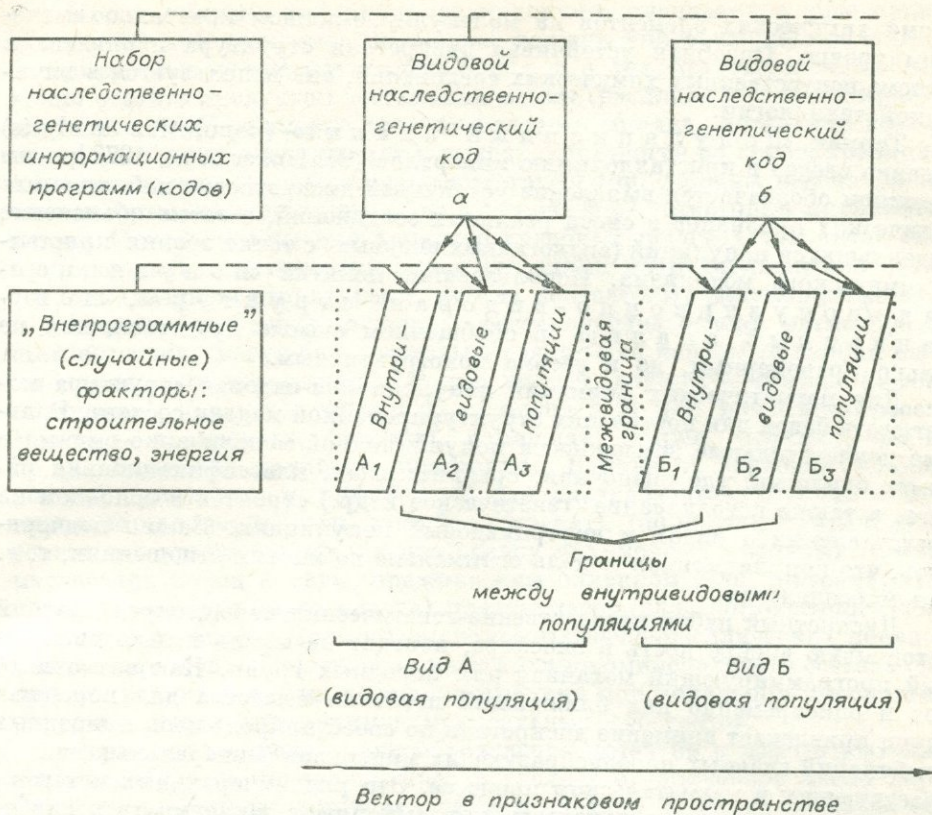
1 — щелочносалическая группа; 2 — кислая группа. Показатель Q — по А. Н. Заварицкому.

Для вулканического ряда можно принять такой заглубленный список породных групп: пикритовидные, базальтоидная, щелочносалическая, карбонатитовые, кислая. Для плутонического ряда: ультрамафическая, субультрамафические, базитовая, анортозитоидная, щелочносалическая, карбонатитовые, кислая. Для пикритовидов намечаются дискретные соотношения между группами мелапикритовидной и субмелапикритовидной, которые аналогичны плутоническим ультрамафитам и субультрамафитам (пироксенитам). Ниже мы будем исходить из этих эмпирических списков породных групп.

Направивается аналогия породных групп с глобально устойчивыми биологическими видовыми популяциями. Интересно структурно-системное сопоставление тех и других, структурно-системный изоморфизм между этими очень разными явлениями подсказывает логичный путь к пониманию природы породных групп.

Из схемы (рис. 6) следует, что для формирования видовых (глобальных) популяций и дискретных границ между ними (межвидовых границ) необходим программирующий механизм с набором стабильных и дискретно разграниченных кодов. Границы внутривидовых (локальных) популяций не зависят от стабильных свойств видового генетического кода, а определяются другими факторами. В признаковом пространстве между двумя локальными популяциями разных видов в принципе всегда сохраняются дискретные отношения по каким-либо признакам, что и означает глобальную выдержанность межвидовой дискретности.

Хорошо известно, что в магматических ассоциациях можно выделить большое число единиц, каждая из которых характеризуется повышенной степенью связности и близостью состава пород и в то же время отделена резкими природными границами (фазы внедрения в плутонах, обособленные покровы однообразных эффузивов и т. п., вплоть до элементарных тел). Контролируются они так же, как их границы, самими разными факторами. Это аналог локального структурного уровня в схеме биологических популяций, который, как известно, тоже представлен единицами самого различного ранга. Для местных петрологических единиц в геологической литературе употребляется даже термин «популяции пород» (rock populations). Элементарные магматические тела с внешними резкими границами и постепенными переходами внутри — формальный структурный аналог биологических особей как элементарной единицы в системе. Породные группы с их дискретными отношениями, устойчиво проявленными в региональных магматических комплексах и глобально, аналогичны уровню видовых популяций.



Р и с. 6. Обобщенная схема популяционно-видовой структуры и обуславливающих ее факторов.

Таким образом, в ассоциациях магматических пород выявляется структура определенного типа, которую можно назвать популяционно-видовой. Под популяционно-видовой структурой мы имеем в виду иерархическую дискретную структуру, которая включает в себе повсеместно (глобально) устойчивые границы, аналогичные границам биологических видовых популяций. Так как воспроизведение устойчивой популяционной структуры (устойчивых границ), по-видимому, немислимо без программирующего блока, аналогичного видовому генетическому коду, популяционная структура должна связываться с тем или иным программирующим механизмом. Этот механизм должен замкнуть сопоставление с системой биологических популяций.

Непривычность проведенной аналогии заставляет оговориться еще раз, что изоморфизм обеих систем мы усматриваем лишь в общем сходстве структуры и ее контроля обуславливающими факторами. Никакой более специфической аналогии не подразумевается. Как показывает наш пример, системный подход позволяет выявить популяционно-видовую структуру; вне системного рассмотрения (в плане анализа структурно-системного изоморфизма) она может оставаться незамеченной, даже если все ее элементы общеизвестны. Специфика механизма образования видовой структуры биосферы дает повод некоторым авторам категорически отрицать возможность аналогичной структуры в неживой природе [Майр, 1974]. Между тем аналогии этой структуры достаточно очевидны. Это прежде всего система химических элементов, устойчивая дискретная структура которой жестко запрограммирована на внутриатомных комбинациях элементарных частиц. Такова, далее, дискретная система природных минеральных видов, которая запрограммирована (не столь жестко) комбина-

диями химических элементов на молекулярно-ионном кристаллохимическом уровне. Подобная устойчивая дискретная структура проявлена в системе искусственных химических соединений, она используется в химической технологии.

Термин «популяционный анализ» (population analysis) недавно введен в кристаллохимию минералов [Schlenker e. a., 1978]; этим термином обозначается выявление устойчивой дискретности наблюдаемых физических признаков в смеси реальных соединений, а затем объяснение выделившихся популяций (аналогичных видовым) с точки зрения кристаллохимического механизма. Использование понятий «популяционная» (популяционно-видовая) структура, «популяционный анализ» в обобщенном смысле представляется не только правомерным, но и весьма конструктивным.

Для магматических формаций популяционно-видовая структура может стать базой для построения структурированной модели состава. Большие познавательные возможности популяционной модели ярко видны из опыта биологии, где оценочная, сравнительная, классификационная работа, а также истолкование (генетическое и др.) строятся в основном на представлении о видах и внутривидовых популяциях. Важно подчеркнуть, что популяционная модель оптимальна во многих отношениях, т. е. как многоцелевая.

Дискретный набор наследственно-генетических кодов, определяющий устойчивую дискретность в биосфере, наводит на мысль искать дискретный программирующий механизм для породных групп. Как возможный код и одновременно как ближайший источник вещества для породных групп привлекает внимание дискретная по своей природе цепь природных комбинаций главных породообразующих минералов (минеральных видов), участвующих в магматическом процессе. Это ряд минеральных котектик с повышающейся тугоплавкостью, который может заканчиваться наиболее тугоплавким избыточным минералом. И. Фогт [Vogt, 1908] впервые связал валовые составы магматических пород с котектиками (анхивтектические составы) и с избыточными минералами (анхимономинеральные составы).

Д. Преснал [Presnall, 1969] показал в общем виде, что фракционное плавление смесей минералов (т. е. плавление с постоянным удалением жидкой фазы) идет при притоке тепла в систему таким образом, что процесс плавления распадается на дискретный ряд стадий. На каждой стадии плавится и исчерпывается очередная минеральная комбинация (котектика), а на последней стадии — избыточная твердая фаза. Между стадиями идет подъем температуры без плавления, до достижения температуры солидуса следующей котектики или до точки плавления избыточного минерала (более подробно см. [Белоусов, 1976]). Процесс фракционного плавления, таким образом, в принципе дискретен (разбит на автономные стадии). Важно, что между составами магм, вышлывленными на любых двух автономных стадиях, создаются разрывы по тем или иным компонентам состава. Таким образом, намечается петрологический механизм, который с необходимостью генерирует устойчивые магматические популяции.

Правдоподобно считать, что механизм фракционного плавления или его последствия являются широко действующим фактором в сложном природном магматическом процессе. Это достаточно ясно для прогрессивного этапа магматического цикла (когда преобладают вышлывление и перемещение магм), но обычно упускается из виду для регрессивного, где в общем случае могут действовать импульсы вторичного плавления, подчиненные кристаллизации. Последние улавливаются по петрографическим признакам оплавления магматических кристаллов и ранее закристаллизованных агрегатов породы («слоев» и др.), а также вышлывления легкоплавких ингредиентов из боковых пород и ксенолитов.

Следы действия механизма фракционного плавления в виде признаков устойчивой дискретности составов должны универсально проявляться в ассоциациях ортомагматических пород, т. е. тех, которые можно обоснованно считать продуктом застывания магмы (расплава или смеси кристаллов и расплава) примерно того же валового состава. Детальные исследования последних лет приводят к выводу, что многие из пород, традиционно считавшиеся аккумулятивно-магматическими, должны рассматриваться как ортомагматические (многие пикритоиды, некоторые пироксениты и др.). Ортомагматический характер подобных пород, в том числе анхимономинеральных, подтверждается секущими интрузивными контактами тел, закалочными структурами, иногда контактовым метаморфизмом.

Породообразующие минералы, составляющие основу магмообразующих котектик, могут быть сведены в следующие наборы (в скобки взяты минералы высоких давлений): 1) для кислой группы — кварц, (коэсит), плагиоклаз, (гранат), (жадеит), калишпат; 2) для щелочносалической группы — плагиоклаз, (жадеит), калишпат, эгирин, нефелин, лейцит; 3) для базитовой группы — плагиоклаз, (шпинель), (гранат) клинопироксен, ортопироксен, амфибол; 4) для ультрабазитовых групп — ортопироксен, клинопироксен, амфибол, (гранат), (шпинель), оливин. Избыточные минералы, составляющие основу анхимономинеральных ортомагматических пород и магм, представлены оливином (для ультрамафитов), пироксенами (для пироксенитов), плагиоклазом (для анортозитов), калиевым полевым шпатом (для высококальциевых щелочносалических пород без фельдшпатоидов). Выплавление магм анхимономинерального состава (фактически редких и скудных) вполне мыслимо при локальном высокотемпературном плавлении анхимономинеральных субстратов.

Ограниченное число магмообразующих котектик и избыточных высокотемпературных минералов предопределяет ограниченное число породных групп. «Запрограммированность» последних на цепях котектических и избыточных минералов, в силу многих осложняющих обстоятельств, не может быть совершенной. Прежде всего, на результат фракционного плавления должны влиять минералы-примеси в котектиках и неидеальность процесса природного отделения примесей (загрязненность выплавки примесью твердых фаз и пр.).

Высокотемпературные котектические и особенно анхимономинеральные магмы неизбежно стремятся поглощать любые более легкоплавкие котектические смеси и не могут оставаться «чистыми». В принципе, устойчивее составы магм, образуемых на более низкотемпературных котектиках, — базальтоидные, щелочносалические, кислые. Лишь в случае их перегрева над ликвидусом возможно сильное изменение валового состава в сторону более меланократового или в сторону состава с избыточным высокотемпературным салическим минералом.

Для всего выявленного набора ортомагматических породных групп не удастся найти иного универсального программирующего механизма. Не подходят механизмы фракционной кристаллизации (сама по себе она не дает дискретного распределения расплавов по составу, см. [Presnall, 1969]), ликвации, режим перемещения магм, режим давления, температуры, летучих и др. (обзор проблемы см. [Белоусов, 1976]). Роль перечисленных механизмов в формировании популяционной структуры магматических ассоциаций аналогична «внепрограммным» факторам (см. рис. 6), которые иногда подчеркивают, а чаще маскируют устойчивые видо-вые границы в популяционной структуре, формируя локальный уровень системы.

Таким образом, ортомагматические породные группы отвечают устойчивым популяциям магм, каждая из которых обязана автономной стадии выплавления. Из этого вытекает дискретность геологических отношений между породными группами во времени и в пространстве. Эти отношения,

очевидно, должны выражаться хронологической и структурно-геологической разобщенностью пород разных породных групп, а при совмещении разных породных групп в одной структуре обязательно резкими магматическими контактами (интрузивное или эксплозивное пересечение, налегание и прилегание эффузивных пород). Указанные структурно-геологические критерии могут и должны использоваться при разграничении породных групп. При этом требуется тщательная фиксация именно первично-магматических структурных отношений, вторичные (метаморфические, тектонические, экзогенные) должны быть «сняты». Обособленность на поверхности или в разрезе должна быть подкреплена данными, позволяющими обоснованно предполагать обособленность в объеме.

Всевозможные «внепрограммные» факторы разбивают случайным образом породную группу на части — фазы внедрения, однородные эффузивные пачки, элементарные тела. В результате наблюдаемая картина структурных отношений в магматической ассоциации, как правило, весьма сложна.

В пределах элементарного тела ортомагматических пород (где нет резких магматических границ и породы связаны надежно наблюдаемым постепенным переходом) породы принадлежат к одной группе. Исключения из этого правила могут быть только в случаях контактного смешения магм, редко наблюдаемых. Обязательный анализ первично-магматических структурных отношений между породами отличает популяционную методику от сериальной, где исследователь оперирует просто пробами пород. С учетом структурных отношений задача разделения ортомагматических породных групп может быть решена уже в поле, например, для интрузивных комплексов с ясно выраженными фазами внедрения.

Вторая группа критериев для разделения ортомагматических породных групп — критерии вещественного состава. Вещественный состав дает дополнительную информацию о популяционном распаде изучаемой совокупности, хотя часто дискретные соотношения по составу настолько ясны, что этим может компенсироваться недостаток структурно-геологических или других данных.

Ортомагматическим породам противопоставляются породы аккумулятивно-магматические (аккумулятивно-магматические), связанные непосредственно с фракционной кристаллизацией магмы. Аккумулятивно-магматическая порода представляет собой агрегат кристаллов, отделившийся от магмы и всегда существенно отличный по валовому составу от состава этой магмы. Признаки устойчивой дискретности в распределении составов отмечаются и в аккумулятивно-магматических породах, к которым относятся многие оливиниты, пироксениты, горнблендиты, анортозиты, некоторые базиты. Реально мыслимая обстановка кристаллизации аккумулятивно-магматической породы — это рост кристаллических корок («слоев») на стенках магматической камеры прямо за счет расплава и отчасти оседающих или всплывающих кристаллов, образованных несколько раньше.

Фракционная кристаллизация магмы отличается от фракционного плавления тем, что в ней в принципе нет температурных разрывов между стадиями процесса. Кристаллизация и удаление кристаллов могут идти непрерывно, а состав остающегося расплава, как отметил Д. Преснал [Presnal, 1969], изменяется тоже непрерывно. В многокомпонентной природной магме между составом расплава и валовым составом кристаллической части в любой момент имеются разрывы по тем или иным компонентам. Достаточно очевидно, что разрывы составов становятся наибольшими каждый раз перед самым вступлением в кристаллизацию нового, более низкотемпературного минерала. В этот момент расплав существенно обеднен компонентами кристаллизующихся минералов, но наиболее обогащен компонентами того минерала, который готов вступить в кристаллизацию. Этот разрыв составов в принципе должен быть законсервирован на грани-

це сформированной кристаллической корки со следующей коркой, отвечающей уже другой котектике, геолого-структурная граница которой будет отмечена появлением нового пороодообразующего минерала.

Таким образом, при фракционной кристаллизации воспроизводится устойчивая дискретность составов аккумуляломагматических пород, закодированная на той же цепи пороодообразующих минералов, что и дискретность составов магм в процессе фракционного плавления. Следовательно, и здесь удастся найти правдоподобный петрологический механизм, подтверждающий и объясняющий существование устойчивой популяционно-видовой структуры. Устойчивая дискретность может быть иногда подчеркнута действием разных других (внепрограммных) факторов, но последние, как и в случае ортомагматических пород, в основном усложняют популяционную структуру.

Для устойчивых аккумуляломагматических популяций (породных групп), как вытекает из изложенного, имеются геолого-структурные и вещественные критерии выделения. Трудности распознавания геолого-структурной границы могут быть связаны с неидеальным характером фракционного процесса (захват интерстициального расплава кристаллизующейся коркой и пр.). Граница должна фиксироваться по появлению нового минерала в качестве не интерстициальной, а главной пороодообразующей фазы. При этом должны «сниматься» все вторичные явления, включая перекристаллизацию. Необходим тщательный анализ последовательности формирования «слоев».

Обобщая изложенные эмпирические и теоретические предпосылки, можно заключить, что в ассоциациях магматических пород проявлена природная популяционная структура, устойчивые черты которой находят объяснение в совокупном действии классических механизмов фракционного плавления и фракционной кристаллизации.

Изложенная популяционно-видовая версия ортомагматических образований ни в коем случае не может быть выдана за нечто строго доказанное. Она построена лишь на правдоподобных рассуждениях (как, впрочем, и почти все остальное в теоретической петрологии). Это рабочая гипотеза, состоятельность и полезность которой подлежат дальнейшей проверке.

Под популяционной моделью составов магматических образований будем понимать любое упорядоченное представление составов, учитывающее популяционную структуру. Зачатки этих модельных представлений существуют и используются давно, но сейчас впервые вырисовывается с и с т е м н а я популяционно-видовая модель для всего ряда изверженных пород, структурными элементами которой являются породные группы и их части. Она отличается от сериальной тем, что магматическая ассоциация (формация) рассматривается в ней не только как совокупность пород (в рамках каждой породной группы), но и как совокупность природных популяций пород. В популяционной модели, в отличие от сериальной, не допускается валовое объединение разных породных групп с помощью регрессии или других статистических приемов как некорректное. Следует сказать, что во многих работах тот и другой подход совмещаются эклектически.

Ключевым этапом в практической работе по построению популяционной модели является выделение породных групп. Не отставливаясь на использовании структурно-геологических критериев, о которых сказано выше, перейдем к более специальному вопросу о критериях вещественного состава.

Любая природная популяция ограничена по значениям признаков в признаковом пространстве (например, в гиперплоскости). Если смешаны две или несколько популяций, разные признаки неодинаково пригодны для их разделения. По значениям одних признаков популяции могут

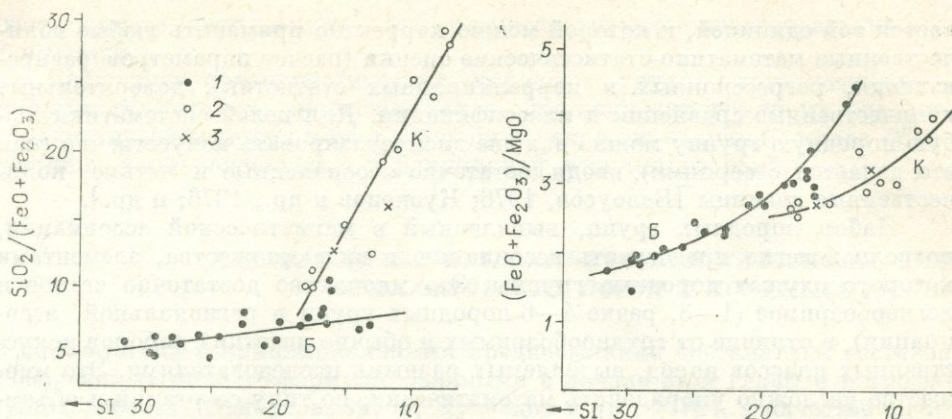
совсем не совпадать друг с другом (не пересекаться), по другим — перекрываться (пересекаться) частично или полностью. Последнее явление на упорядоченных статистических схемах (гистограммы, регрессионные графики) называется трансгрессией признаков. Статистическое распределение для одной и той же смеси популяций при переходе от признаков нетрансгрессирующих к сильно трансгрессирующим будет меняться от полимодального через плосковершинное (равномерное) к унимодальному. Причем трудно или нельзя заранее точно сказать, насколько трансгрессирующим будет признак, к которому исследователь обращается. Это вытекает из стохастической природы популяций. Поэтому в принципе для выявления наилучших делящих признаков нужен п е р е б о р признаков.

Интуитивно ясно, что в системе популяционных единиц (видовые популяции — внутривидовые популяции — индивиды) найти малотрансгрессирующие признаки легче для видовых популяций, чем для внутривидовых. Видовые популяции (в целом или локальные популяции разных видов) имеют какие-то малотрансгрессирующие признаки обязательно, внутривидовые популяции — необязательно.

В литературе явный популяционно-видовой смысл имеет выделение так называемых контрастных магматических ассоциаций. В этом случае фиксируется видимое выпадение некоторого интервала значений признака в выборке (например, по содержанию  $\text{SiO}_2$ ). Помимо того, что авторы обычно не подозревают о малой состоятельности утверждения насчет полного отсутствия этого интервала в генеральной совокупности (нужны доверительные оценки), допускается принципиальная ошибка — принимается, что отсутствие видимого выпадения значений того же признака в другой совокупности дает основание считать ее уже недискретной («непрерывной», «последовательно дифференцированной»). Последняя при переборе признаков тоже может оказаться дискретной («контрастной»).

Исходя из состава котектик и избыточных минералов можно ожидать, что между породными группами должны обычно проявляться наибольшие различия по следующим компонентам: между кислой и щелочносалической группами — по  $\text{SiO}_2$ , степени пересыщения кремнеземом, сумме щелочей; между кислой и базитовой — по  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ , степени пересыщения кремнеземом, фемической сумме; между щелочносалической и базитовой — по  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ , сумме щелочей, фемической сумме; между базитовой, с одной стороны, и ультрабазитовыми — с другой — по  $\text{MgO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  фемической сумме, щелочам; между субультрамафическими и ультрамафической — по  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ , фемической сумме. Действительно, минимумы и даже разрывы фиксируются именно по этим компонентам. Труднее указать ожидаемые соотношения по элементам-примесям, но перебор их, безусловно, может дать много интересного для выявления породных групп. Используя химические показатели состава пород, необходимо иметь данные к тому, что они отражают первичные различия магм (и пород), а не метаморфические или иные изменения.

Статистическими признаками дискретности могут быть: 1) частотные минимумы или плосковершинное (равномерное) распределение; 2) разобщенность, резкие переломы или притыкание регрессионных полос (рис. 7). Для выявления этих признаков наиболее пригодны гистограммы с линейным масштабом и регрессионные (вариационные) диаграммы на равноплощадных проекциях. Минимумы на этих графиках поддаются сравнительно простой доверительной оценке ([Гольдин, 1968]; разъяснения см. [Белоусов, 1967]). Недоразумения и неверные выводы бывают связаны с использованием гистограмм с нелинейным или вообще неопределенным масштабом, как в дискуссии группы петрологов против Ф. Чейза по поводу статьи [Chayes, 1963] или проекций с нелинейным искажением (некоторые треугольные диаграммы).



Р и с. 7. Соотношение корреляционных полос (регрессий) между базальтоидной (Б) и кислой (К) группами пород вулкана Товада [Chiba, 1966]. 1 — базальтоидные лавы первой и второй стадии; 2 — пемзы первой стадии; 3 — лавы третьей стадии. SI — солидификационный индекс  $\left( SI = \frac{100 MgO}{MgO + FeO + Fe_2O_3 + Na_2O + K_2O} \right)$ .

Дискретность изучаемой магматической ассоциации может быть выявлена по самым разным химическим и минералого-петрографическим показателям состава пород, отражающим состав магм (содержания окислов или элементов, нормативных и модальных минералов), а также по количественным показателям микроструктуры пород и другим.

При наличии резких минимумов или разрывов в статистическом распределении пород или резких переломов регрессий, разделение породных групп может быть в основном выполнено уже на статистическом графике. Если порода (проба) попала на интервал статистической трансгрессии двух породных групп по взятому признаку, надо искать другие признаки, по которым отнесение породы к одной из двух групп можно сделать уверенно. Разделение можно сделать также с помощью многомерных статистических алгоритмов — по набору лучших делящих признаков (кластер-анализ, дискриминантные функции). Следует, однако, иметь в виду, что задача о дискретности или популяционно-видовых отношениях в целом — не алгоритмическая и лишь в благоприятных случаях ее математическое решение может быть вполне достаточным. Рассортировка на породные группы должна учитывать всю совокупность данных о составе, магматической структуре и другую содержательную информацию. Результаты разделения будут зависеть от полноты и качества этой информации.

Каждая породная группа, выделенная внутри магматической ассоциации (во многих случаях она исчерпывает всю ассоциацию), имеет, как правило, квазиоднородный характер, т. е. лишена явных признаков дискретности состава (имеет унимодальное распределение по всем изученным признакам и близкие к линейным регрессионные зависимости). Неоднородность внутри породной группы может выражать различие локальных популяций (например, фаз внедрения), а в ряде случаев указывает на то, что изучаемые породы соединены в одну ассоциацию искусственно, и побуждает к пересмотру этого объединения.

Породная группа хорошо удовлетворяет требованию повышенной связности и переходов пород. Истинные серии, если можно так выразиться, это именно породные группы и части их — разные местные популяции пород. Только в рамках популяции (породной группы или ее части) достаточно корректно решаются оценочные и другие задачи, которые ставит перед собой традиционная сериальная методика. С выходом за рамки породной группы магматическая ассоциация приобретает явные черты дискретности. Как квазиоднородная совокупность, породная группа оказы-

вается той единицей, к которой можно корректно применить любые количественные математико-статистические оценки (расчет параметров распределения, регрессионных и корреляционных статистик), доверительные количественные сравнения и классификации. Для целей систематики любую породную группу можно дальше дискретизировать искусственно (как это делается с сериями), вводя достаточно обоснованные и четкие количественные границы [Белоусов, 1976; Кузнецов и др., 1976; и др.].

Набор породных групп, выявленный в магматической ассоциации, позволяет легко представить ассоциацию в виде множества, элементами которого служат породные группы. Это множество достаточно четкое и легкообозримое (1—3, редко 4—6 породных групп в региональной ассоциации), в отличие от труднообозримых и обычно нечетких наборов искусственных классов пород, выделяемых разными исследователями. Это множество несложно упорядочить математически, по типу сочетаний и объемному соотношению породных групп.

В общем, популяционная модель на базе породных групп дает достаточно корректную основу для математических методов оценки и систематики составов магматических формаций. Оценки и систематика могут быть как угодно детальными, иметь качественный, полуколичественный, количественный характер. Например, вариант укрупненной классификации составов, доложенный на V Всесоюзном петрографическом совещании [Кузнецов и др., 1976], предусматривает уровни систематики: 1) качественный — по сочетаниям породных групп; 2) порядковый — по относительному физическому объему породных групп; 3) полуколичественный — по преобладающему классу составов (уклону) пород в породных группах.

Уже первый опыт показывает, что на основе исследования породных групп и популяционно-видовой систематики составов можно эффективнее, чем с помощью сериальных выкладок, выявлять крупноплощадную зональность составов, тенденции смены составов между зонами разных тектонических типов, наличие ассоциаций, принадлежащих к одному и тому же классу составов в разных обстановках, сопряженность составов разных породных групп в природных ассоциациях. Могут быть существенно улучшены прогнозные оценки магматических формаций на оруденение, делаемые по составу ассоциаций. Популяционная модель упорядочивает и улучшает возможности исследования не только составов, но и других вещественных особенностей ассоциаций магматических пород (петрофизические особенности, свойства магматических ассоциаций как метаморфизуемых масс и др.).

Представляется несомненной высокая конструктивность этой модели при исследовании магмо- и петрогенеза, особенно на уровне формационной петрологии — петрологии магматических ассоциаций регионального и более крупного масштаба.

Выделение и анализ породных групп существенно помогает пониманию программирующего магмогенез механизма и самостоятельности разных магм. Вопрос об ортомагматических породных группах — это, по существу, вопрос о глобальных популяциях («главных типах») магм. Выводы, получаемые на основе популяционного подхода, вступают в острое противоречие с традиционным представлением об очень протяженных (в координатах состава) фракционных сериях магм. Это ярко обнажилось, например, в уже упомянутой ожесточенной полемике группы петрологов против Ф. Чейза, которая затем сменилась, по выражению последнего, «заговором молчания».

Выделение породных групп и их частей (локальных популяций) дает возможность анализировать в возрастной последовательности или по другим условиям формирования не только породы (в рамках популяций), но и эти популяции. Следует четко различать последовательности пород

(гомодромные, антидромные и др.) и соответствующие последовательности популяций.

Сравнение ортомагматических породных групп ультрамафитовой, субультрамафитовых, анортозитовой с одноименными группами аккумулямагматических пород может прояснить основные отличия состава образований, явно связанных с фракционной кристаллизацией.

### РАБОЧАЯ СХЕМА ПЕТРОХИМИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД И ПОРОДНЫХ ГРУПП

В соответствии с принципиальными предпосылками систематики составов изверженных пород, сформулированными в начале этой главы и в предыдущих работах [Белоусов, 1974б; Кузнецов и др., 1976], в качестве оптимальных классификационных показателей для многоцелевой систематики вулканических пород нами выбраны: содержания некоторых порообразующих окислов (в пересчете на 100%-ную сумму при исключенных летучих, в массовых процентах); функции содержаний некоторых окислов (взятых в молекулярных числах), отражающие долю важнейших нормативных минералов и их комбинаций.

Описываемый вариант классификации — результат перебора и отбраковки многих предварительных. Он обеспечивает довольно высокую степень унифицированности классификационных шкал (для всех пород единая база деления сохраняется внутри породной группы, во многих случаях — для разных породных групп, в ряде случаев — для любых силикатных вулканических пород). В нем предусмотрена возможность детализации и укрупнения классов. Показатели и подразделения удобны для математических оценок. Однозначно заданы границы и объемы классов. Приняты четкие номенклатурные правила. Классификационные результаты конкретны и удобны для петрологического и иного истолкования.

Система учитываемых показателей изображена на рис. 8. Их ранжировка выражена, прежде всего, в подразделении на основные и дополнительные. Основные показатели вводятся в классификационную характеристику в последовательности слева направо и сверху вниз — от наиболее актуальных и универсальных к менее актуальным и более частным. Дополнительные характеристики, связанные с главными силикатными компонентами породы, имеют самостоятельное значение для одной или нескольких породных групп. Относительное содержание анортитового компонента будет учитываться вслед за характеристикой общей щелочности (для кислых и щелочносиликатных пород), степень насыщения глиноземом — после характеристики содержания глинозема (для кислых пород).

Основные (универсальные) показатели	Общая меланократовость Соотношение железа и магния	Общая щелочность  Соотношение натрия и калия	Содержание глинозема	
Дополнительные показатели		Содержание анортитового компонента	Степень пересыщения и недосыщения глиноземом — показатели плюмазитовости и агнаитовости	Содержание окиси титана

Р и с. 8. Система классификационных петрохимических показателей для алюмосиликатных породных групп.

а

## Риолитоидная (кислая) группа

0	Риолиты (липариты)	Щелочные риолиты (трахилипариты)
5	Дациты	Щелочные дациты (трахидациты)
10	Ацидлатиты	Щелочные ацидлатиты (трахиацидлатиты)
15		

## Трахитоидная (щелочносалищеская) группа

0	Лейкотрахиты	Трахиты	Лейкофонолиты	Фонолиты	Фонолитоиды
5	Мелатрахиты		Мелафонолиты		
10	Трахилатиты		Фельдшпатоидные латиты (фоидлатиты)		
15					

## Базальтоидная группа

5	Андезитодациты	Трахиандезитодациты	Андезитотрахиты	Фельдшпатоидные андезитоиды (фоидандезитоиды)	Фельдшпатоидные лейкобазальтоиды (фоидлейкобазальтоиды)
15	Андезиты	Трахиандезиты			
25	Андезитобазальты	Щелочные андезитобазальты (трахиандезитобазальты)		Фельдшпатоидные мезобазальтоиды (фоидмезобазальтоиды)	Фельдшпатоидные мелабазальтоиды (фоидмелабазальтоиды)
25	Лейкобазальты	Щелочные лейкобазальты (трахилейкобазальты)			
35	Мезобазальты	Щелочные мезобазальты (трахимезобазальты)			
35	Мелабазальты	Щелочные мелабазальты (трахимелабазальты)			
45	Пикритобазальты	Щелочные пикритобазальты (трахипикритобазальты)			

б

## Субмелапикритоидная группа

30	Субликриты	Щелочные субликриты (трахисубликриты)	Фельдшпатоидные субликриты (фоидсубликриты)
40	Пикриты	Щелочные пикриты (трахипикриты)	Фельдшпатоидные пикриты (фоидпикриты)
50	Мелапикриты	Щелочные мелапикриты (трахимелапикриты)	Фельдшпатоидные мелапикриты (фоидмелапикриты)

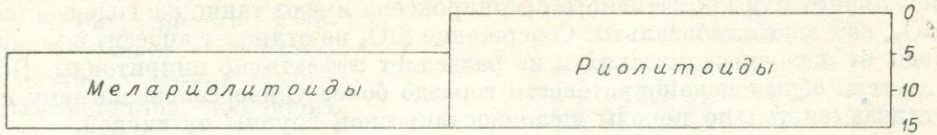
## Мелапикритоидная группа

50	Пикриты	Щелочные пикриты (трахипикриты)	Фельдшпатоидные пикриты (фоидпикриты)
60	Мелапикриты	Щелочные мелапикриты (трахимелапикриты)	Фельдшпатоидные мелапикриты (фоидмелапикриты)
70	Ультрапикриты	Щелочные ультрапикриты (трахиультрапикриты)	

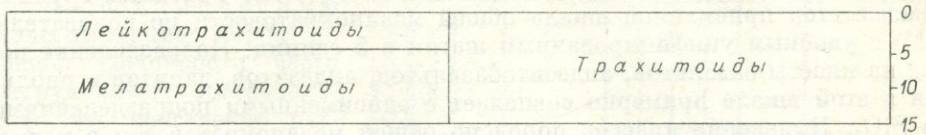
в(в')

**Общая меланократовость.** Петрохимические показатели общей меланократовости выражают суммарное содержание компонентов, входящих в железо-магниево-кальциевые силикаты (темноцветные минералы). Для полнокристаллических пород они имеют сильную положительную корреляцию с суммарным объемным содержанием темноцветных минералов. Петрохимические показатели общей меланократовости приемлемы в качестве классификационных для любых силикатных изверженных пород, включая неполнокристаллические и стекловатые эффузивные.

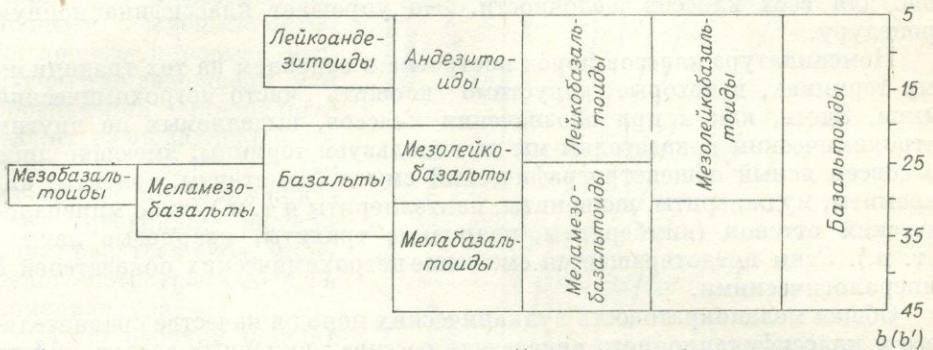
## Риолитоидная (кислая) группа



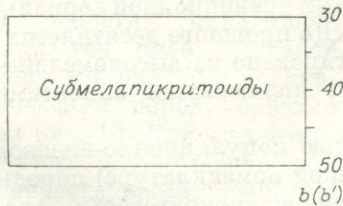
## Трахитоидная (щелочносалическая) группа



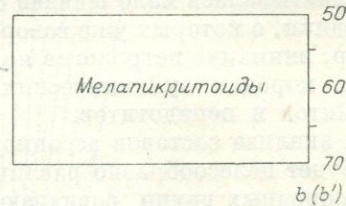
## Базальтоидная группа



## Субмелапикритовидная группа



## Мелапикритовидная группа



Р и с. 9. Шкалы и номенклатура классов пород по общей меланократовости. а, б — детализированная классификация (с учетом общей щелочности и присутствия фельдшпатоидов); в — укрупненная классификация.

Нами используются показатель  $b$ , по А. Н. Заварицкому, и его модификация  $b' = b - \frac{ba'}{100}$ , по Д. С. Штейнбергу. Петрохимическая функция  $b$  вычисляется при меньшем числе предположений и этим более предпочтительна, чем «индекс дифференциации», вычисляемый как суммарная доля нормативных силикатных минералов по американской системе CIPW.

Для ассоциаций базальтоидных и кислых пород, как известно, взамен подразделения по общей меланократовости используется подразделение по кремнезему. Существуют разные варианты выделения по кремнезему классов базальтов, андезитобазальтов, андезитов, дацитов, риолитов, причем содержание кремнезема берется по первичному анализу, без пересчетов. Этот показатель существенно занижается с увеличением летучих добавок в породе, поэтому имеющиеся шкалы нельзя распространить на палеотипные вулканы. Содержание кремнезема (даже при исключенных летучих) менее стабильно в элементарных объемах пород при вторичных изменениях, чем суммарные показатели меланократовости.

Для кайнотипных пород содержание кремнезема в качестве замены показателей меланократовости имеет силу лишь в ограниченном интерва-

ле составов пород и не может быть распространено на все базальтоиды. Так, базальты и даже некоторые пикритойды с повышенным содержанием модалного или нормативного ортопироксена имеют такие же содержания  $\text{SiO}_2$ , как андезитобазальты. Содержание  $\text{SiO}_2$  не отличает андезитовые породы от щелочносалических и не разделяет эффективно пикритойды. Показатель общей меланократовости гораздо более универсален, по нему не отличаются только породы щелочносалической группы от кислой.

На рис. 9 изображены шкалы подразделения и номенклатура пород по общей меланократовости для каждой силикатной породной группы. Оказывается приемлемой шкала общей меланократовости по показателю  $b(b')$  с удобным унифицированным шагом в 5 единиц. Подразделение пород на классы базальтов, андезитобазальтов, андезитов, дацитов и риолитов в этой шкале примерно совпадает с одноименными подразделениями по  $\text{SiO}_2$ . Выделение классов пород по общей меланократовости в нашем случае ведется независимо от показателей общей щелочности, т. е. одинаково для всех классов щелочности. Это упрощает классификационную процедуру.

Номенклатура классов пород построена в основном на тех традиционных терминах, в которые допустимо вложить чисто петрохимический смысл. Здесь, как и при обозначении классов, выделяемых по другим петрохимическим показателям мы не используем термины, имеющие либо не совсем ясный общепетрографический смысл (коматиты, толеиты, анкармиты, муджиериты, шошониты, пантеллериты и т. п.), либо минералогический оттенок (кимберлиты, кварцевые трахиты, кварцевые латиты и т. п.). Этим предотвращается смешение петрохимических показателей с минералогическими.

Общая меланократовость вулканических пород в качестве сравнительного и классификационного показателя состава природных ассоциаций до сих пор учитывалась мало в связи с особенностями традиционной сериальной методики, о которых уже говорилось выше. До прошлого десятилетия, например, внимание петрологов не было акцентировано на высокомеланократовых породах вулканических ассоциаций, являющихся аналогами пироксенитов и перидотитов.

При анализе составов ассоциаций с помощью популяционно-видовой модели будет целесообразно различать (в основной номенклатуре) породы разных породных групп, совпадающие по общей меланократовости. Аналоги андезитов, отнесенные к кислой группе, будем называть ацидлатитами, соответствующие породы щелочносалической группы — трахилатитами. Аналоги дацитов, отнесенные к базальтоидной группе, будем называть андезитодацитами, аналоги мелабазальтов, отнесенные к субмелапикритойдной группе, — субпикритами.

Классификационная номенклатура породных групп по общей меланократовости (как и по другим показателям) будет строиться на основе названия того класса пород, который оказался преобладающим. Им может быть либо укрупненный, либо узкий класс пород.

Преобладание определенного класса пород в породной группе будем называть для краткости *уклоном*, обозначаемым по наименованию этого класса пород. Например, «андезитовый уклон» (преобладают андезиты), «меламезобазальтовый уклон» (преобладает укрупненный класс, состоящий из мела- и мезобазальтов), «мелатрахитоидный уклон» (преобладает класс, состоящий из мелатрахитов и трахилатитов). Соответствующие породные группы — «андезитовая», «меламезобазальтовая», «мелатрахитоидная» и т. д. Процедура определения уклонов объяснена в следующем разделе главы.

**Общая щелочность.** Петрохимические показатели общей щелочности очень популярны при оценках и классификации составов магматических пород; типизация серий в сериальной методике часто ограничивается лишь

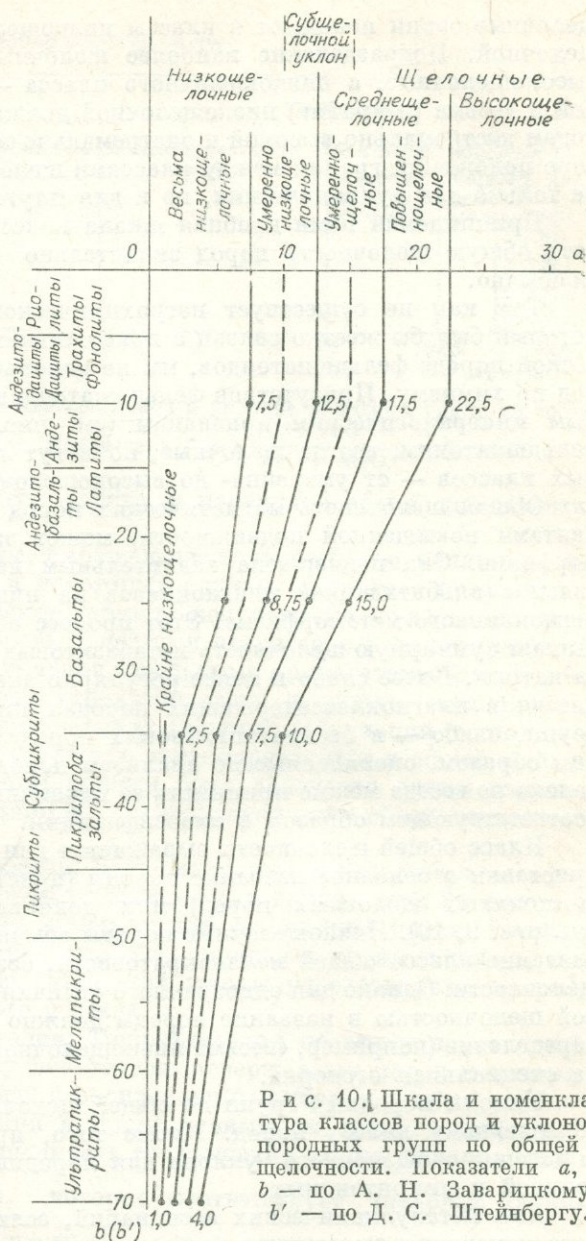
этими показателями. Мы используем числовую характеристику  $a$ , по А. Н. Заварицкому, которая отражает относительное число атомов щелочных металлов, входящих в алюмосиликаты (полевые шпаты, фельдшпатоиды).

Петрохимическую классификацию пород по общей щелочности часто затрудняет то обстоятельство, что собственно петрохимические термины, такие как «известковощелочные», «субщелочные», «щелочные породы», неправомерно задолжены для обозначения минералогических разновидностей пород. Для последних, во избежание смешения понятий, очевидно, должна формироваться своя, минералого-петрографическая номенклатура.

Наш рабочий вариант классификации по общей щелочности, охватывающий все поле составов алюмосиликатных вулканических пород, показан на рис. 10. Для всех феррических пород общая щелочность нормирована по общей меланократовости, как обычно принято. Исключение сделано для салических пород, где корреляция между этими двумя показателями в общем слаба; это упрощает классификацию по щелочности в интервале составов  $b(b') \leq 10$ .

Опорными укрупненными классами являются классы низкощелочных и щелочных пород (рис. 10). В первый попадают почти все породы известных юных вулканических ассоциаций Пеле, Лассен-Пика, Курил. В умереннощелочной класс попадает подавляющее большинство пород вулканических серий Электрик-Пик, Йеллоустон, Сан-Франциско и часть пород из более щелочных серий. В повышенно- и высокощелочной классы входит подавляющее большинство пород с фельдшпатоидами, небольшая часть кислых и бесфельдшпатоидных щелочносалических пород.

Объем низкощелочного класса примерно соответствует совокупности так называемых толейтовых вулканических серий, а всего щелочного класса — щелочных вулканических серий. Так называемые известково-



Р и с. 10. Шкала и номенклатура классов пород и уклонов породных групп по общей щелочности. Показатели  $a$ ,  $b$  — по А. Н. Заварицкому,  $b'$  — по Д. С. Штейнбергу.

щелочные серии попадают в классы низкощелочной и отчасти умереннощелочной. Подразделение наиболее щелочных пород на повышенно- и высокощелочные, а низкощелочного класса — на умеренно низкощелочной и весьма (и крайне) низкощелочной должно привлечь внимание к породам экстремально высокой и экстремально низкой щелочности. При выборе положения границ между классами щелочности были учтены данные не только для вулканических, но и для плутонических пород.

Принимаемая нами дробная шкала классификации позволяет оценивать общую щелочность пород значительно детальнее, чем это делается обычно.

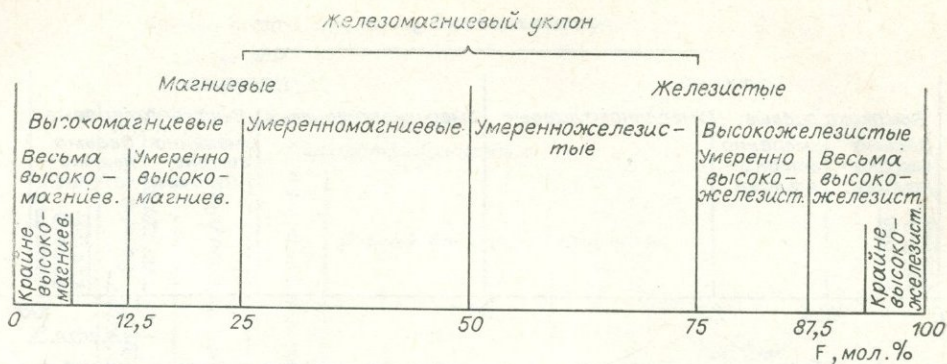
Так как не существует петрохимического показателя щелочности, который был бы жестко связан с присутствием и содержанием в магматической породе фельдшпатоидов, мы не используем оценки фойдитовости пород по химизму. Присутствие фельдшпатоидов учитывается лишь по прямым минералогическим признакам (см. рис. 9). Породы, содержащие фельдшпатоиды, всегда щелочные, но могут попадать в любой из щелочных классов — от умеренно- до высокощелочного.

Общая щелочность магматических пород (как обусловленная компонентами повышенной подвижности) может заметно меняться при метаморфизме. Она подвержена значительным изменениям в метабазитах в связи с альбитизацией плагиоклазов на низкотемпературных ступенях регионального метаморфизма. Этот процесс обычно неизохимичен, он повышает суммарную щелочность метабазитовых пород в результате привноса натрия. Более слабо и менее регулярно аналогичная тенденция проявляется в плагиоклазосодержащих породах кислой и щелочносалической группы, слабо — в бесплагиоклазовых породах (пикритоидах и др.). Таким образом, оцениваемые по анализам пород уровни общей щелочности далеко не всегда можно принимать за первичные, это должно быть учтено соответствующим образом в классификации.

Класс общей щелочности выражается для щелочных пород введением приставки в основное название породы (приставка *трахи-* для бесфельдшпатоидных щелочных пород) или дополнительного прилагательного (см. рис. 9, 10). Низкощелочные породы обычно принято обозначать через название класса общей меланократовости, без специального обозначения щелочности. Однако для однозначного отличия их от пород с неустановленной щелочностью в название породы должно вводиться соответствующее определение (например, «весьма низкощелочная») либо должна быть сделана специальная оговорка.

Уклоны породных групп по общей щелочности обозначаются по преобладающему классу пород. Кроме того, предусмотрено (см. рис. 10) выделение субщелочного уклона для породных групп кислой, базальтоидной и пикритоидных.

Для метавулканических ассоциаций, если есть признаки существенного изменения щелочности при метаморфизме, названия пород, классов и уклонов сопровождаются пояснением (уклон вторично усилен, вторично понижен и т. д.) или берутся в кавычки. В основном наименовании состава метавулканических ассоциаций, выражающем общую меланократовость и щелочность, уклон щелочности для базальтоидов мы будем давать исправленный (в сторону меньшей щелочности, если есть значительная альбитизация пород). При этом первичный щелочной уклон приписывается базальтоидной группе с учетом совокупности косвенных признаков (сильное преобладание пород «щелочного» уклона по анализам, наличие пород с повышенным содержанием калия, недосыщенных кремнеземом, пород с реликтами первичного биотита, калишпатов, фельдшпатоидов или псевдоморфозами по ним, сопряженность с трахитоидной или щелочной кислой группой в той же ассоциации). Точная реставрация первичной общей щелочности метавулкаников невозможна, и поправка имеет целью лишь



Р и с. 11. Шкала и номенклатура классов пород и уклонов породных групп по соотношению железа и магния. Показатель  $F = \frac{100 \Sigma \text{FeO}}{\Sigma \text{FeO} + \text{MgO}}$  мол. %.

приблизить классификационную оценку к первичной общей щелочности породной группы.

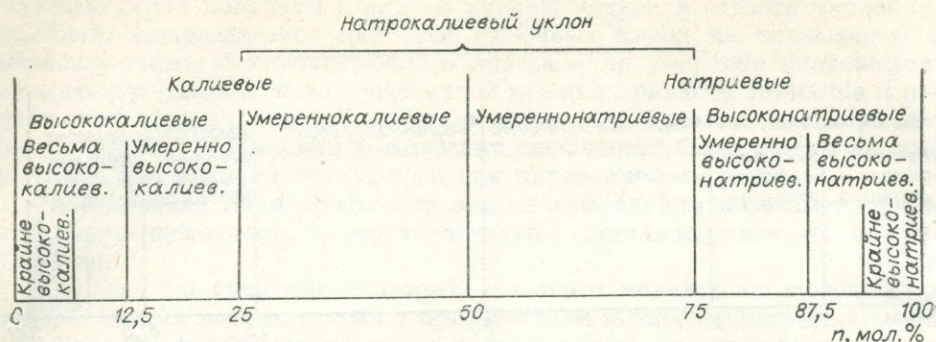
Основное название породы, выражающее только общую меланократовость и общую щелочность, в некоторых случаях достигает предела, за которым дальнейшее усложнение термина неприемлемо из-за громоздкости. Остальные показатели состава поэтому вводятся в классификационную характеристику пород и уклонов отдельными прилагательными. Удобно отдельным прилагательным характеризовать и общую щелочность. Но в классификационных наименованиях сложных ассоциаций (состоящих из нескольких породных групп) уклон меланократовости и общей щелочности каждой породной группы должен быть обозначен одним словом, иначе слишком громоздким стало бы классификационное обозначение всей ассоциации.

**Соотношение железа и магния.** Этот показатель в качестве классификационного интересен для пород всех породных групп, хотя до сих пор мало использовался. Особенно важен он для феррических пород. Целесообразной представляется единая для всех породных групп шкала и номенклатура (рис. 11). Разные части этой шкалы удовлетворяют потребностям описания пород любого состава.

**Соотношение натрия и калия.** Подразделения по этому очень популярному классификационному показателю изверженных пород в литературе очень разноречивы в связи с произвольным выбором разных математических функций соотношения и произвольным выбором границ классов. Во всех случаях будем оценивать соотношение натрия и калия величиной  $n = \frac{100 \text{Na}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}$  мол. %, которая соответствует числовой характеристике  $n$ , по А. Н. Заварицкому, для пород, насыщенных и пересыщенных глиноземом. Шкала и номенклатура классов и уклонов приведены на рис. 12, они будут общими для всех породных групп.

Низкотемпературный региональный метаморфизм вулканитов обычно приводит к вторичному повышению доли натрия в связи с альбитизацией плагиоклазов и меньше — калишпатов. Это должно учитываться в систематике. Вторичное изменение соотношения щелочей будет отмечаться в классификационном описании составов тем же способом, что и вторичные изменения общей щелочности (см. выше).

**Содержание глинозема.** Этот классификационный показатель интересен для всех породных групп изверженных пород. Для него, однако, нельзя подобрать единого универсального подразделения, в котором шкала была бы достаточно дробной, а номенклатура не слишком громоздкой. Мы будем пользоваться тремя отдельными шкалами (рис. 13). Объемы классов и номенклатура во всех трех случаях аналогичны.

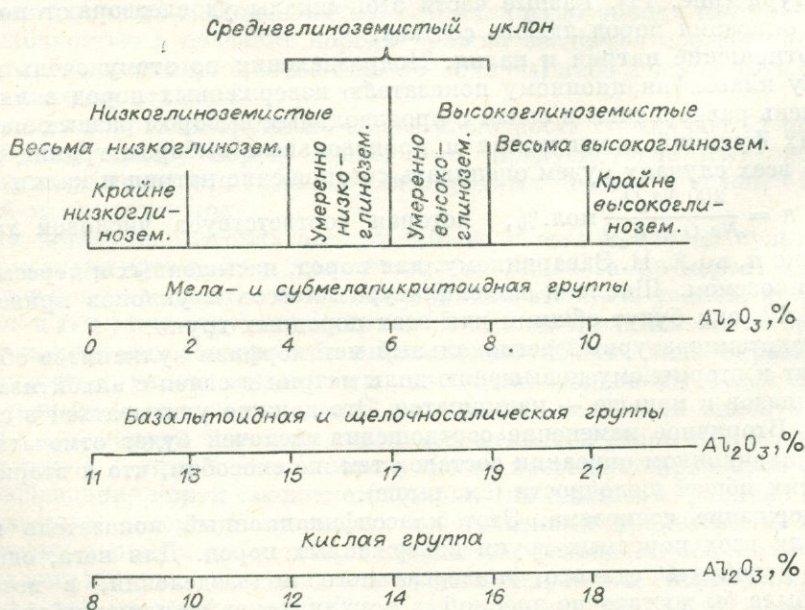


Р и с. 12. Шкала и номенклатура классов пород и уклонов породных групп по соотношению натрия и калия.

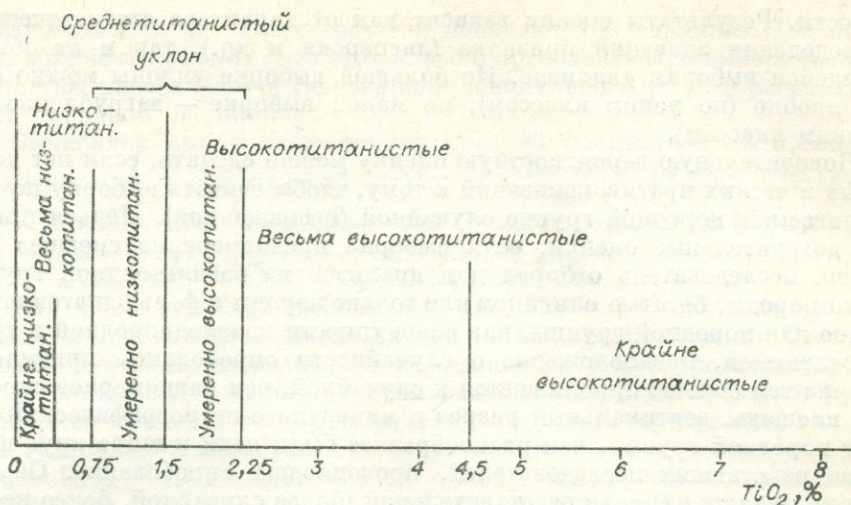
Для разделения уклонов низко- и высокоглиноземистого выбраны значения, тяготеющие к средним или к медиане для соответствующих породных групп. Для базальтоидов эта граница удовлетворительно отделяет породы, обычно называемые высокоглиноземистыми.

**Содержание двуокиси титана.** Этот показатель в общем не сильно скоррелирован с другими («неогеррентный компонент») и имеет самостоятельный интерес в основном для фемических породных групп. На рис. 14 показаны шкала и номенклатура, которые можно использовать для любых вулканических пород. Граница низко- и высокотитанистых пород тяготеет к среднему и медиане содержаний  $TiO_2$  для базальтоидов. Резко правасимметричное статистическое распределение содержаний не дает возможности взять симметричную и полностью равноклассную шкалу, она принята кратнчисленной. 4,5%-ная граница введена с расчетом зафиксировать экстремальный, крайне высокотитанистый уклон.

**Относительное содержание анортитового компонента.** Этот показатель обычно сильно скоррелирован с общей щелочностью пород. Будем использовать его для фиксации уклонов по степени анортитовости для кислой и щелочносалической групп пород.



Р и с. 13. Шкалы и номенклатура классов пород и уклонов породных групп по содержанию глинозема (при исключенных летучих).

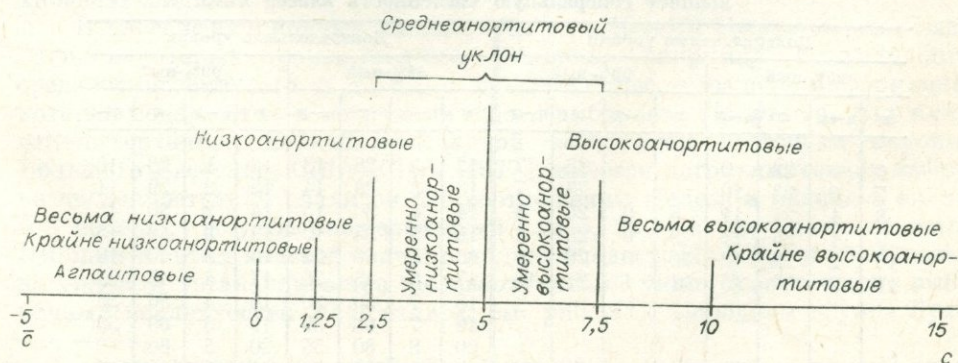


Р и с. 14. Шкала и номенклатура классов пород и уклонов породных групп по содержанию окиси титана (при исключенных летучих).

Шкала и номенклатура классов, построенных по числовым характеристикам  $s$  и  $\bar{s}$  А. Н. Заварицкого, изображены на рис. 15. Показатель аноритовости  $s$  снижается при вторичной альбитизации пород. Для метавулканитов классификация по этому показателю производиться не будет.

**Прочие петрохимические показатели.** В качестве дополнительных классификационных в принципе могут быть использованы также другие корректно построенные петрохимические показатели, если они представляют самостоятельный интерес при анализе состава хотя бы отдельных породных групп. Но они не должны дублировать уже использованные показатели, которые дают примерно те же классификационные результаты и представляют примерно те же возможности для интерпретации.

**Определение петрохимических уклонов породных групп.** Петрохимический уклон породной группы (преобладание того или иного класса в ней) может быть определен для каждого петрохимического показателя, если четко заданы границы классов. Имеется в виду о б ъ е м н о е преобладание взятого петрохимического класса пород. Надежную оценку петрохимического уклона породной группы, как правило, нельзя сделать по полевым данным (пока не существует детального петрохимического картирования). Поэтому пока единственным универсальным способом оценки преобладания может быть случайное точечное опробование, при котором число проб, попадающих во взятый класс, является вероятностной функцией от относительного объема пород этого класса в опробованной сово-



Р и с. 15. Шкала и номенклатура классов пород и уклонов для кислой и щелочносильической группы по содержанию аноритового компонента и агпаитности.

купности. Результаты оценки зависят как от характера статистического распределения значений признака (дисперсия и др.), так и от объема имеющейся выборки анализов. По большой выборке уклоны можно оценить дробно (по узким классам), по малой выборке — загрубленно (по широким классам).

Доверительную вероятностную оценку можно сделать, если нет конкретных и четких противопоказаний к тому, чтобы считать выборку по рассматриваемой породной группе случайной (несмещенной). Нельзя применить доверительные оценки, если выборка преднамеренно смещена (например, исследователь отбирал для анализов из базальтоидной группы только породы, богатые оливином или только породы с фельдшпатоидами). Обычно для породной группы, как совокупности квазиоднородной и труднорасчленимой, предположение о случайности опробования приемлемо. Выборка тем больше приближается к случайной, чем равномернее опробованы площадь, вертикальный разрез и минералого-петрографический ряд пород породной группы, чем разнообразнее были цели и шире круг независимо работавших исследователей, проводивших опробование. Обычно выборка является более представительной (более случайной, более несмещенной) при большой численности анализов. Особая предосторожность требуется при доверительных оценках по малым выборкам.

Прямым и наиболее корректным способом оценки преобладания является доверительная оценка параметра в биномиальном (т. е. двухклассном, или альтернативном) распределении. Этот способ прост и общедоступен. Для выборок малого и среднего объема можно воспользоваться таблицами доверительных пределов параметра биномиального распределения [Янко, 1961; Большев, Смирнов, 1965; и др.].

Доверительные границы, нужные для определения преобладания, воспроизведены в табл. 1. Из нее следует, например, что с 95%-ной надежностью можно считать преобладающим класс, в котором оказалось 20 из 28 (20 против 8) анализов всей выборки, характеризующей породную группу. При соотношении численностей 20 против 7 класс с большей выборочной численностью (20) преобладает на еще более высоком уровне надежности, а при соотношении численностей 20 против 9 его уже нельзя считать преобладающим на 95%-ном уровне надежности. Наименьший объем случайной выборки, при котором еще возможна оценка преобладания с 95%-ной надежностью, — 6 анализов (6 случаев против 0).

При большом объеме выборки оценку преобладания выбранного класса легко рассчитать на калькуляторе или вручную. Пусть для породной группы имеется выборка численностью  $n=265$  анализов. Оказалось, что

Таблица 1

Окологороговые выборочные численности  $x$  и  $n-x$  в биномиальном распределении, при которых генеральная численность класса  $x$  значимо превышает генеральную численность класса  $n-x$

Доверительные уровни								Доверительные уровни							
95%-ный				99%-ный				95%-ный				99%-ный			
$x$	$n-x$	$x$	$n-x$	$x$	$n-x$	$x$	$n-x$	$x$	$n-x$	$x$	$n-x$	$x$	$n-x$	$x$	$n-x$
6	0	22	9			22	7	12	3	28	13	12	1	28	10
7	0	23	10			23	7	13	3	29	14	13	2	29	11
8	1	24	11	8	0	24	8	14	4	30	15	14	2	30	12
9	1	25	11	9	0	25	8	15	5	35	19	15	3	40	15
10	2	26	12	10	0	26	9	16	5	40	22	16	3	40	18
11	2	27	13	11	1	27	10	17	6	45	26	17	4	45	22
								18	7	50	30	18	4	50	25
								19	7	60	39	19	5	60	33
								20	8	80	55	20	5	80	49
								21	9	100	72	21	6	100	66

в интересующий нас класс составов попадают 160 анализов (160 против 105). Можно ли считать, что этот класс с преобладающей выборочной численностью преобладает в генеральной совокупности (т. е. в рассматриваемой породной группе)?

Вычисляем выборочную оценку средней процентной доли, которая приходится на интересующий класс:  $p = \frac{160 \cdot 100}{260} = 61,5\%$ . Затем находим стандартную ошибку  $s_p$  этой средней оценки по формуле:  $s_p = \sqrt{\frac{p(100-p)}{n-1}}$ . Получаем  $s_p = \frac{61,5 \cdot 38,5}{265-1} = 2,99\%$ .

Для числа степеней свободы  $n - 1 = 265 - 1 = 264$  в любом справочнике математической статистики по таблице распределения Стьюдента находим значение поправочного коэффициента  $t$  для удовлетворяющего нас доверительного уровня (уровня надежности). Для 95%-ного уровня надежности имеем  $t_{95} = 1,65$ . В этом случае доля интересующего нас класса в генеральной совокупности будет заключена в пределах  $p \pm t_{95} \times s_p = 61,5 \pm 1,65 \times 2,99 = 61,5 \pm 4,9\%$ . Видно, что эта доля больше 50%, т. е. данный класс преобладает (значимо преобладает). Аналогичным образом можем убедиться, что взятый класс преобладает даже на уровне надежности 99,9%, для которого  $t_{99,9} = 3,12$ :  $p \pm t_{99,9} \times s_p = 61,5 \pm 3,12 \times 2,99 = 61,5 \pm 9,33\%$ .

При выявлении петрохимического уклона породной группы следует использовать выборку максимально, т. е. найти преобладание возможно более узкого класса. Любое загроуление уклона, если оно требуется, можно сделать без труда. Рассмотрим конкретный пример.

Имеем 19 анализов из четвертичной базальтоидной ассоциации провинции Окленд, Новая Зеландия [Searle, 1960, 1961; Rodgers e. a., 1975]. Ассоциация сводится к одной — базальтоидной породной группе. Анализы распределяются следующим образом:

По общей меланократовости		По общей щелочности	
Мелабазальты	8	Умереннощелочные	8
Пшкритобазальты	11	Высокощелочные	11*

С помощью табл. 1 или более полных статистических таблиц можно убедиться, что ни один из названных классов на приемлемом доверительном уровне (95%-ном или выше) нельзя считать преобладающим. Значимо преобладающими являются лишь укрупненные классы — мелабазальтоидный и щелочной (с выборочной численностью 19 против 0; нуль относится к возможным остальным классам породной группы). Таким образом, рассматриваемая породная группа имеет мелабазальтоидный и щелочной уклоны и будет обозначена в соответствии с принятыми нами правилами как мелабазальтоидная щелочная, или щелочномелабазальтоидная (мелатрахибазальтоидная).

В классификационных шкалах (см. рис. 10—15) предусмотрено выделение некоторых промежуточных уклонов, например субщелочного, среднеглиноземистого и т. п., с целью полнее выразить информацию, которая содержится в петрохимических выборках. Например, для плиоцен-четвертичной лейкобазальтоидной ассоциации восточной окраины Большого Бассейна, США [Clark, 1977], имеется петрохимическая выборка численностью 20 анализов. По соотношению железа и магния 8 анализов попадают в умеренножелезистый класс, 12 — в умеренномагниевого. Ни один из этих классов значимо не преобладает. Но с высокой степенью надежности устанавливается железомagneвый уклон (соотношение выборочных численностей 20 против 0; см. рис. 14). Породная группа будет

\* При подсчете выборочной численности пород, заполняющих каждый класс, числовые значения показателя, попавшие на границу двух классов, включаются в тот класс, для которого они являются максимальными.

называться железомagneйной. Во всех аналогичных случаях не исключено, что при увеличении объема выборки выявится значимое преобладание одного из двух классов, разделенных границей внутри укрупненного класса, по которому определен промежуточный уклон.

**Классификация по набору и объемному соотношению породных групп.** На первой, качественной ступени классификация состава магматических формаций может быть сведена к спискам — перечислениям присутствующих породных групп. Так как сопряженность между последними в целом не является жесткой, возможны весьма разнообразные сочетания. Число реальных сочетаний, различающихся присутствием тех или иных породных групп, в ассоциациях регионального масштаба можно определить только эмпирическим путем. По мере изучения магматических формаций оно пополняется. За последние годы выявлено, например, участие карбонатитовой группы в разных новых комбинациях с другими, установлены многочисленные вулканические ассоциации ультрабазитов и базитов. Список реальных сочетаний породных групп для магматических комплексов будет неизбежно меньше, чем формально (математически) возможный. Несомненен сильный антагонизм между некоторыми группами, например карбонатитовой и кислой, ультрамафической и кислой, который препятствует их сонахождению. Вопрос о том, являются ли ассоциации, объединяющие подобные группы, запрещенными или просто редкими, не может быть предрешен заранее, их следует иметь в виду при формационных исследованиях как проблематичные.

Настоящая работа дает представление о реальных наборах породных групп в вулканических ассоциациях регионального масштаба и об относительной встречаемости разных наборов. Повышенная встречаемость характерна для ассоциаций более простых, а также состоящих из смежных по составу породных групп. Эта предпочтительность подмечена, по существу, давно. Редки или неизвестны региональные ассоциации породных групп некоторых экстремальных (необычных) составов, комбинации сильно разобщенных по составу породных групп, а также весьма сложные сочетания.

Простейшая классификация составов магматических комплексов по наборам породных групп обычно может быть выполнена на основании рядовых петрографических, петрохимических и геологосъемочных материалов. Номенклатура составов формаций на начальной ступени систематизации может составляться таким образом: «формация (ассоциация, серия, комплекс) мелапикритоидов, субмелапикритоидов и базальтоидов», «формация (и т. д.) базальтоидов, трахитоидов и риолитоидов».

Для самых заглубленных классификаций, не имеющих целью точно выразить состав, возможно укрупнение рассматриваемых нами групп пород по близости состава (пикритоидные породы, салические породы). Появление той или иной породной группы имеет, вообще говоря, принципиальное, качественное значение и, как правило, должно отражаться в систематике состава ассоциации.

Следующая ступень в систематике составов формаций должна выразить количественное (объемное) соотношение породных групп. Здесь природная ассоциация представляется уже в виде упорядоченного множества. Эту задачу не всегда можно выполнить на основе только общепетрографических и геологосъемочных данных, хотя при оценках количественного соотношения разных породных групп обязательно должны учитываться сведения о границах, мощностях и площадях распространения пород. В затруднительных случаях помогает тщательная рассортировка пород между породными группами с учетом точных данных о составе (в том числе петрохимических, геохимических).

Так как породные группы в большей части случаев различаются геологами уже на геологосъемочном и общепетрографическом уровнях иссле-

дования, нельзя не считаться с фактором преднамеренности опробования. Разные породные группы опробуются неодинаково, часто непропорционально их относительным объемам. Поэтому для сложных региональных ассоциаций в рядовом случае трудно принять предположение о случайности (несмещенности) валовой выборки, характеризующей всю ассоциацию, и применить доверительные оценки. По относительным выборочным численностям пород разных породных групп обычно возможна лишь грубая прикидка объемных соотношений, при этом удается выявить наиболее резкие различия объемов.

Загрубленная количественная (полуколичественная) систематика получается введением оценок преобладания в список породных групп. При этом номенклатура состава ассоциации может быть построена путем перечисления породных групп в порядке возрастания объема. Для этого нужно формализовать порядок перечисления. Чтобы классификация была исчерпывающей, нужно не упустить случай равенства объемов. Примем, что последовательность перечисления породных групп: М (мелалапикритоидная, ультрамафическая) → С (субмелалапикритоидная, субультрамафическая) → Б (базальтоидная, базитовая) → Р (риолитоидная, кислая, ацидитовая) → Т (трахитоидная, щелочносалическая) → К (карбонатитовая) будет всегда отвечать объемному соотношению  $M \leq C \leq B \leq P \leq T \leq K$ , т. е. каждая последующая группа не уступает по объему предыдущей или превосходит ее. Тогда обратное объемное соотношение можно однозначно выразить обратным порядком перечисления породных групп. Например, выражение «мелалапикритоидно-риолитоидно-базальтоидная ассоциация» будет означать, что риолитоидная группа не уступает по объему мелалапикритоидной, а базальтоидная превосходит по объему и риолитоидную, и мелалапикритоидную группу.

Примесные породные группы, каждая из которых составляет не больше 1% всего объема пород ассоциации, указываются в начале классификационной характеристики ее состава в скобках; этим детализируется объемное соотношение породных групп. Состав примесной породной группы часто бывает недостаточно охарактеризован анализами. Тогда в скобках (уже в конце характеристики состава) будем обозначать не уклон примесной группы, а класс, в рамках которого укладываются по имеющимся анализам составы пород. Например, четвертичная лейкобазальтоидно-трахипаритовая (с мелатрахитами) ассоциация островов Д'Антркасто, Меланезия [Smith, 1976; и др.]. Если ассоциация состоит из одной породной группы (простая ассоциация), наименования ассоциации и породной группы совпадают.

Как отмечалось, в детализированном названии сложной ассоциации каждая породная группа должна быть обозначена одним (отдельным) словом, иначе слишком громоздким было бы составное название всей ассоциации. В детализированное название сложной ассоциации каждая породная группа вводится с помощью термина, обозначающего одновременно уклон меланократовости и характер общей щелочности. Характер общей щелочности выражается в случае щелочного или фойдового уклона с помощью соответствующих терминологических приставок. Если все породные группы ассоциации имеют щелочной уклон, прилагательное «щелочная» выносится в начало классификационной характеристики состава всей ассоциации; это позволяет частично или полностью избавиться в названиях породных групп от приставок и упростить номенклатуру. В случае, когда установлен низкощелочной уклон всех породных групп, в начало классификационной характеристики ассоциации выносится прилагательное «низкощелочная». Если щелочные уклоны значимо не устанавливаются, породная группа может быть условно обозначена простыми терминами без приставок, принятыми для низкощелочного уклона.

Петрохимические таблицы в этой книге дают примеры классификаци-

онной петрохимической характеристики отдельных ассоциаций, в которой использованы все изложенные правила. Из этих примеров, так же как из текста данного раздела, видны трудности словесного (терминологического) выражения результатов классификации ассоциаций пород. Описанный вариант систематики составов вулканических ассоциаций позволяет легко перейти к символической, математической форме выражения классификационных результатов. Перспективность такого способа выражения для формационного анализа предвидел Н. С. Шатский. Символическая форма выражения составов удобна при составлении площадных картограмм, а также при изображении латеральных и возрастных рядов вулканических формаций. Символическая форма может быть удобна для изображения состава магматических ассоциаций любой сложности, в том числе вулканоплутонических.

Формульное отображение составов ассоциаций с учетом набора, объемного соотношения и петрохимических уклонов породных групп было представлено авторами на VI Всесоюзном петрографическом совещании (1981) на картограмме мезокайнозойских вулканических образований Тихого океана и окраинных морей.

Подобные схемы могут служить удобным и емким носителем однозначно читаемой информации о составе магматизма. Индексировка составов по четко введенной системе классификационных признаков может облегчить задачу составления легенды комплексных формационных карт магматизма.

Попытки применить дискретную модель составов ассоциаций магматических пород и понятие о породных группах сделаны в последнее время в публикациях разных авторов. Используются математико-статистические признаки для выявления дискретности (петрохимические минимумы и т. п.). Термин «породная группа», однако, иногда применяется неправомерно, для любых местных популяций, вычлняющихся в ряду пород. Подчеркнем, что нами этот термин используется только для универсально устойчивых, т. е. квазивидовых популяций пород. Для местных дискретных подразделений вполне пригоден вошедший в петрографию термин «породные популяции» (rock populations).

## ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОБЛАСТЕЙ ВУЛКАНИЗМА

Одна из основных задач формационного анализа магматических образований — привязка их к региональным структурам и типам этих структур, а также к геолого-тектоническим этапам развития области. Эта привязка важна во многих отношениях и, в частности, позволяет подойти к оценке геодинамических, геотермических и структурно-вещественных условий образования разных типов магм и магматических формаций. Наиболее сильные тектономагматические связи отражены в трудах Г. Штилле, Ю. А. Билибина, Ю. А. Кузнецова и многих других исследователей, особенно советских. Однако дальнейшее исследование этих связей наталкивается на трудности, вызываемые в значительной мере несовершенством применяемой систематики как самих магматических формаций, так и геолого-тектонических обстановок.

Существующие систематики региональных неотектонических элементов и геолого-тектонических областей страдают нечеткостью и невыдержанностью классификационных критериев, слабой системной проработкой сводных схем, нечеткостью границ и произвольной пересекаемостью классов, неприспособленностью к детализации и генерализации и т. д.

Увязка типов или этапов тектоники и магматизма до сих пор интуитивно основывалась на детерминистской предпосылке об однозначном соответствии этих двух явлений. Прямым выражением этого служат классификационные схемы, в которых жестко увязаны многочисленные тектонические признаки с многочисленными магматическими. Детерминистское представление в данном случае позволяет уловить грубые тенденции связи, но не способствует детальному и тонкому ее анализу. Выход из положения может дать принятие предпосылки о стохастической связи между фиксируемой геолого-тектонической обстановкой и магматизмом, а также между элементами геолого-тектонической обстановки. Представление о стохастической связи учитывает как детерминированную, так и случайную компоненту связи. Оно позволяет более тонко анализировать зависимость. Открывающиеся познавательные возможности, как уже отмечено в предыдущей главе, помогает реализовать систематика с развязанными и ранжированными признаками. В работах по тектонической классификации были пока лишь единичные попытки провести принцип развязанных и ранжированных признаков целеустремленно.

Для анализа связей между тектоникой и составом магматизма важно, чтобы подразделение геолого-тектонических обстановок (или магмоконтролирующих структур) было сделано независимо от состава магматизма, по прямым геолого-тектоническим признакам, иначе неизбежен логически порочный круг. Результаты настоящего исследования еще раз показывают, что состав магматизма является нежесткой, стохастической характеристикой типов геолого-тектонических обстановок (или структур).

Магматиста интересуют петрологические следствия физико-географических и динамико-геологических, а также палеогеографических, палеотектонических обстановок. В этом заключается специфика интересов петрографа-магматиста при изучении геолого-тектонической обстановки.

Для него важно оценить ситуацию, которая сложилась к началу (моменту зарождения) рассматриваемого магматического комплекса и затем сопро-  
вождала его формирование. Более поздние изменения (дислокации, мета-  
морфизм) должны быть сняты. Для формационного анализа магматических  
образований необходимо использовать материалы физико-географических,  
палеогеографических и палеотектонических исследований. Особенно это  
относится к анализу формаций вулканических.

Многоцелевая систематика мамоконтролирующих структур должна  
строиться так, чтобы, помимо всего прочего, она была удобна для интер-  
претации условий магматизма с точки зрения: 1) возможного состава  
глубинного вещества, участвующего в образовании магм и во взаимо-  
действиях с магмой; 2) геотермического режима; 3) геодинамического  
режима; 4) физического характера и геометрической формы каналов и ка-  
мер на путях подъема и становления магм.

Региональный магматический комплекс («конкретная формация»)  
должен быть прежде всего поставлен в соответствие с региональным геоло-  
лого-тектоническим элементом (структурой), который точно или прибли-  
зительно ограничивает первичный ареал его развития. С другой стороны,  
тот же комплекс целесообразно охарактеризовать с точки зрения принад-  
лежности к более широкой геолого-тектонической области. Таким образом,  
интересующая нас классификационная схема геолого-тектонических обста-  
новок должна охватить систему: совокупность (латеральный ряд) геолого-  
тектонических областей — геолого-тектонические области (подсистемы) —  
региональные геолого-тектонические элементы (региональные струк-  
туры).

Для обзора вулканических формаций, составляющего ближайшую  
задачу настоящей работы, особый интерес представляет систематика геоло-  
лого-тектонических областей. Исследователи магматических ассоциаций  
чаще всего используют подразделение геолого-тектонических областей  
на 4 укрупненных класса (или типа): платформенные, орогенные, геосин-  
клинальные, океанические. В англоязычной петрологической литературе  
часто используется еще более укрупненное подразделение на классы:  
«орогенный» (орогенные и геосинклинальные области) и «неорогенный»  
(платформенные и океанические области и внеплатформенные материко-  
вые плато).

Четырехклассная схема заманчива, поскольку она не слишком груба  
и при надлежащем толковании границ и объема классов может быть ис-  
черпывающей, т. е. позволяет представить весь латеральный или весь  
эволюционный ряд геолого-тектонических областей. Основная классифи-  
кационная трудность заключается в состоятельном выборе границ между  
этими классами. Под состоятельным следует понимать выбор, при котором:  
1) выполнены формальные требования к научной классификации; 2) под-  
разделение будет разумно учитывать традиции; 4) подразделение будет  
удобным и конструктивным в качестве инструмента дальнейшего иссле-  
дования.

П л а т ф о р м е н н ы е о б л а с т и (платформы) можно довольно  
однозначно отделить от областей любого из остальных классов ряда, если  
взять настоящие, или древние платформы, такие как платформы фанерозоя  
с докембрийским возрастом складчатого фундамента. Обязательный  
критерий их выделения — наличие нескладчатого платформенного чехла  
(платформы-плиты) либо относительно выровненной поверхности — низ-  
менности, плоскогорья (щиты), имеющих очень широкое протяжение и  
очень длительное время существования. Пространственный масштаб  
этих областей — крупнорегиональный; геохронологический масштаб со-  
поставим с продолжительностью фанерозоя (несколько сотен миллионов  
лет). Платформенные области лишь в таком понимании являются областями  
с вполне определившимся и устоявшимся платформенным режимом, ко-

торый поддерживает ее структурную и морфоструктурную \* стабильность. Важно подчеркнуть, что в этом суженном понимании класс платформенных областей приобретает резко выраженные особенности экстремального (крайнего) класса природного ряда. Магматические формации платформенного чехла таких областей интересны как отражение этой экстремальной ситуации — наибольшей зрелости коры, наименьшей ее геодинамической активности, наименьшего геотермического градиента, наименьшей латеральной геотермической неоднородности, наиболее длинного пути подъема магм и т. д.

В класс платформенных областей часто включаются так называемые молодые платформы. Конструктивность выделения подобного класса отрицать нельзя (например, для детального анализа эволюционного ряда геолого-тектонических областей). Однако отсутствует какой-либо эффективный обязательный критерий выделения молодых платформ. К ним неприменимы критерии длительной устойчивости. Включение так называемых молодых платформ в класс платформенных областей довольно безнадежно размывает границу этого класса и расплывает систему сильно сопряженных стохастических признаков настоящих платформ, о которой сказано выше.

Геосинклинальные области от орогенных (в широком смысле) позволяет достаточно однозначно отделить классический признак преобладания морской (в первом случае) или наземной (во втором) обстановки в крупнорегиональном масштабе. Критерии отличия морских обстановок от наземных по литологическим, палеонтологическим, структурно-геологическим показателям разработаны достаточно хорошо для практического использования. В последние годы при разграничении геолого-тектонических областей разного типа многие исследователи увлекались так называемыми формационными критериями. Хотя эти попытки были не во всем безуспешны, они отнюдь не привели к более однозначному пониманию объема и границ классов геолого-тектонических областей, в том числе геосинклинального и орогенного. Для разграничения последних не было разработано обязательных и эффективных специфических формационных критериев.

Отказ от критерия преобладания морской или наземной обстановки, например, попытка ввести представление о наземных геосинклиналях, лишает категорию геосинклинальных областей классификационной определенности.

Палеоокеанические области стали остроактуальной проблемой в последние годы. В работах нового тектонического направления — тектоники плит («новой глобальной тектоники») палеоокеанические области понимаются как класс, в разной степени перекрывающий класс геосинклинальных областей. Подмена понятий и терминов, разработанных в геосинклинальной концепции, терминами геологии современных океанов стала бурным увлечением. Серьезный анализ целесообразности перехода на эти новые понятия в новой глобальной тектонике пока отсутствует.

Принципиально важный факт, установленный современными исследованиями дна океана и окраинных морей, состоит в том, что геосинклинально-складчатые разрезы (раннекайнозойские, позднемезозойские) на островах окраинных морей местами имеют в своем основании ультрабазит-базитовый эффузивно-плутонический комплекс, который прослеживается в сторону открытого океана и там слагает дно. Представляется достаточно очевидным, что указанный комплекс в окраинных морях местами является

\* Термины «морфоструктурный» и «морфотектонический» будем использовать в геоморфологическом смысле, т. е. для обозначения геометрических особенностей и кинематики изменения положения и формы поверхности горных пород (дневной, подводной, подледной).

палеоокеаническим. Но многие сторонники «новой глобальной тектоники» автоматически отвергают возможность образования аналогичных по составу комплексов вне дна открытого океана. Поэтому они относят к океаническим все офиолитовые (ультрабазит-базитовые) эффузивно-плутонические ассоциации геосинклинально-складчатых разрезов. Это отрицание, безусловно, выражает крайнюю позицию исследователей, фактологическая состоятельность его сомнительна. Отрицается возможность формирования изолированных офиолитовых комплексов в областях окраинных и внутренних морей. В складчатых разрезах, однако, офиолитовые комплексы часто заключены в мощных осадках и занимают узкие зоны. Таким образом, достаточность только наличия ассоциаций «офиолитового» состава для заключений о палеоокеаническом (открыто-океаническом) характере области весьма сомнительна.

Чтобы предотвратить смешение геосинклинальных и настоящих палеоокеанических областей, следует использовать более эффективный критерий их разграничения, установить четкую и состоятельную границу между этими типами обстановок. Вопрос может быть однозначно решен, если вернуться к классическому критерию скорости накопления осадков, а объем класса палеоокеанических областей ограничить аналогами собственно океанической области — области открытого океана. Для последней показательна малая скорость накопления нормальных (аллохтонных) осадков (меньше 10 м за миллион лет) на очень больших площадях. В этом случае геосинклинальные области отличаются от палеоокеанических как области экстремально быстрого осадконакопления, проявленного на очень больших площадях. Выделение области открытого океана конструктивно со многих точек зрения в географии и геологии. Оно важно для выяснения того, как сказываются на магматизме наиболее маломощная и примитивная кора, явления крупнорегионального растекания (спрединга) коры, крупнейших региональных сдвигов, наиболее глубоководная обстановка и т. д. Класс палеоокеанических областей, как крайний в природном ряду геолого-тектонических областей, может быть охарактеризован системой только что отмеченных и других экстремальных показателей, что важно для комплексного петрологического моделирования этого класса областей, во многом противоположного платформенному.

Класс о р о г е н н ы х областей, чтобы замкнуть полный ряд геолого-тектонических обстановок, должен объединить все крупные, внеплатформенные наземные области — материковых «субплатформ» (плато, палеоплато), орогены в более узком понимании. Этот широкий класс может быть далее подразделен (см. ниже). В целом он характеризуется повышенной зрелостью коры, преобладанием поднятий, повышенным геотермическим градиентом — показателями, важными для анализа магматизма.

Рассмотренный вариант четырехчленной классификации геолого-тектонических областей (обстановок), как и другие варианты, представляет собой систему (ряд) классов, в которой каждая из трех границ устанавливается по особому свойству, т. е. классы не являются одноранговыми. Эта специфическая структура классификации пригодна для анализа пространственных и геохронологических рядов природных образований.

Детализировать систематику можно по схеме развязанных и ранжированных признаков, используя разные показатели, в том числе и те, которые учтены при установлении границ между укрупненными классами. При анализе вулканизма интересны: 1) структурный или морфоструктурный план области; 2) скорость накопления осадков; 3) палеогеографический тип области; 4) тип земной коры.

Надо подчеркнуть, что все классификационные показатели для геолого-тектонических областей (как сложных систем) могут быть использованы только с помощью оценок преобладания или усредненных оценок

в расчете на соответствующую крупную область и крупный геохронологический интервал. Надежной фактографической основой для таких оценок могут быть лишь материалы широкоплощадных палеогеографических и палеотектонических (палеогеологических) работ. Это обстоятельство часто недопонимается или игнорируется, в частности во многих публикациях, где делаются выводы о палеоокеанической обстановке. Не следует упускать из виду, что для частных структурных элементов (даже регионального масштаба) понятия «платформенные», «орогенные» и т. п. означают лишь вхождение в конкретную область соответствующего типа. Нередко эта классификационная оценка подменяется другой — исследователь пытается доказать «платформенный», «орогенный» и т. д. характер самостоятельно для отдельного структурного элемента, т. е. решить задачу в малокорректной постановке.

Остановимся подробнее на отдельных классификационных показателях.

Морфоструктурный план выражается в геометрическом соотношении (в плане) региональных структурных или морфоструктурных элементов тектонической области. Интересным для анализа тектономагматических связей представляется подразделение геолого-тектонических областей на области с параллельно упорядоченной морфотектоникой и области-плато (или области-плиты). Первые состоят в основном из линейных, субпараллельно расположенных палеоэлементов регионального масштаба — прогибов, поднятий. Вторые отличаются отсутствием или слабым проявлением упорядоченной структуры или морфоструктуры. По существу, противопоставление этих двух типов областей было давно положено в основу выделения подвижных и кратонных областей, а позже — тектоники плит.

Представляется весьма конструктивным подразделение орогенных областей (в широком смысле) на два класса — *параллельноупорядоченные орогены* и *внеплатформенные материковые плато* (внеплатформенные материковые плиты)\*. Параллельноупорядоченными оказываются преобладающая часть орогенов, замыкающих развитие геосинклинальных областей, и некоторые орогены, наложившиеся на более древние области другого типа. Упорядоченные орогены часто унаследуют простирание структуры или морфоструктуры, которую имела ранее существовавшая область, т. е. являются *аккордантными*.

Как член эволюционного ряда, внеплатформенные материковые плато стоят обычно ближе, чем упорядоченные орогены, к древним платформам. Между упорядоченными орогенами и внеплатформенными материковыми плато устанавливаются многочисленные статистические различия составов вулканических формаций. Выделение этих двух классов орогенных областей может быть интересным также для сравнительного анализа плутонических формаций, в частности, существенно гранитоидных.

Материковые плато вполне естественно объединить вместе с их непосредственным продолжением — внеплатформенными шельфовыми плато — в класс материково-шельфовых плато. Пользование этим укрупненным классом снимает трудности, связанные с диагностикой наземных и шельфовых обстановок для древних эпох.

Платформам и материково-шельфовым плато свойствен широкоарейальный характер вулканических полей (см. рис. 18—25, 32—34) без выраженной параллельной упорядоченности распределения вулканических построек и накоплений внутри поля. Для упорядоченных орогенов характерно соответствующее упорядоченное распределение вулканических построек и накоплений на площади (см. рис. 30, 35—37).

\* Наряду с этими терминами ниже будут использоваться более краткие их синонимы — упорядоченные орогены, материковые плато или (в соответствующем контексте) просто орогены и плато.

Скорость накопления осадков помимо того, что она может служить эффективным классификационным показателем для разделения палеоокеанических (открыто-океанических) и геосинклинальных областей, интересна при анализе вулканических и вулканогенно-осадочных формаций любых геолого-тектонических областей. По усредненным оценкам для областей скорость накопления осадков может быть весьма малой (1 м/млн. лет и меньше), малой (до 10 м/млн. лет), высокой (более 10 м/млн. лет), весьма высокой (более 100 м/млн. лет). Как уже отмечено, показательны лишь оценки для осадков дальнего поступления (аллохтонных), так как местные вулканогенные накопления могут быть велики в любых областях. Малая скорость накопления нормальных осадков способствует формированию чисто или почти чисто вулканогенных толщ, а в подводных условиях — длительному сохранению первичных вулканических форм. Повышенная скорость накопления нормальных осадков способствует быстрому выравниванию рельефа подводной вулканической области; создаются условия для накопления лав и пирокластики в виде субгоризонтальных покровов.

Для геосинклинальных, орогенных (в широком смысле) и платформенных областей скорость осадконакопления не является сильным отличительным показателем, хотя, как известно, в общем убывает в этом ряду.

Физико-географические и палеогеографические типы областей важны при анализе вулканических формаций. Глобальный ряд физико-географических обстановок исчерпывается известной укрупненной схемой: 1) материковые области; 2) области внутренних морей; 3) области окраинных морей; 4) собственно океанические области (области открытого океана).

Окраинные моря — морские области, расположенные между материковыми и океаническими. Собственно океанические области — крупные области *открытого* океана, за пределами окраинных морей или заменяющей их прибрежно-морской зоны.

Выделение класса областей открытого океана важно с геологической точки зрения: оно дает хорошую возможность их идентификации с палеоокеаническими областями с помощью критерия малой скорости осадконакопления. Картографическую границу собственно океанических областей целесообразно взять по линиям, проходящим по оси глубоководных желобов, по обращенной к материкам подошве окраинных океанических валов и по границе зоны материкового подножия с абиссальными равнинами. Выделение класса собственно океанических областей — открытого океана (в системе Мирового океана) — предотвращает путаницу, которая связана с попытками применить понятие океанических или палеоокеанических областей к палеобассейнам произвольного характера, в том числе к узким морским палеобассейнам (например, для палеозоя Урала).

Геосинклинальные области в палеогеографическом смысле остаются при указанных ограничениях аналогами внутренних и окраинных морей. Предотвращается смешение геосинклинальных и палеоокеанических областей. Орогенные области палеогеографически принадлежат материкам или наиболее крупным островным сооружениям в морях. Платформенные области соответствуют в основном континентам, частично внутренним и окраинным шельфовым морям.

Степень зрелости земной коры, являющаяся важным показателем при классификации геолого-тектонических областей, оценивается обычно путем сложной интерпретации. Для современных и юных областей последняя основывается на геофизических и геологических, а для древних областей — на палеогеологических данных. Для древней области степень зрелости коры может быть оценена в целом, но далеко не всегда — для отдельных региональных зон.

По степени зрелости обычно различаются три типа коры — континен-

тальная, промежуточная, океаническая. Следует отметить, что термины «континентальная» и «океаническая» в наименовании типов кор часто порождают подмену понятий (смещение типов коры и типов областей). Поэтому более предпочтительна независимая система терминов для типов коры: зрелая (сиалическая) — промежуточная — примитивная (мафическая) кора. Обязательный геологический признак при выделении этих трех типов, весьма актуальный с точки зрения магматической геологии, — степень развития «гранитного» слоя — субкислого плутоно-метаморфического, расположенного над мафическим слоем коры.

Зрелая земная кора — кора с наиболее развитым субкислым слоем, мощность этого слоя обычно порядка 10 км и больше. Области зрелой коры следует понимать как области сплошного или почти сплошного распространения развитого «гранитного» слоя, возможны резко подчиненные «окна» примитивной коры. Области зрелой коры характерны для материков, шельфов и крупных островных сооружений.

Промежуточная земная кора — кора с менее развитым «гранитным» слоем. Области промежуточной коры следует понимать как области сплошного или преобладающего распространения малоразвитого «гранитного» слоя. Эти области характерны в значительной мере для внутренних и окраинных морей.

Для древних геолого-тектонических областей классификация по описанным двум типам кор трудно осуществима. Более реальным представляется выделение укрупненного класса областей непримитивной коры. Надежным способом выделения этих областей является палеогеологическое прослеживание кислых плутоно-метаморфических масс.

Примитивная земная кора — кора с неразвитым «гранитным» слоем. Области примитивной коры — области сплошного или почти сплошного распространения коры без «гранитного» слоя, возможны резко подчиненные «окна» коры других типов. Эти области характерны в основном для открытого океана. Современные исследования дна океанов позволили отметить довольно эффективный геологический критерий для выделения областей примитивной коры, а именно — сплошное или почти сплошное крупнорегиональное распространение ультрабазит-базитовых эффузивно-интрузивных ассоциаций. Для древних геолого-тектонических областей этот критерий может быть серьезно реализован только при крупнорегиональном палеогеологическом картировании. Пока, к сожалению, господствует примитивный подход к выделению древних областей с «океанической» корой, основанный только на «офиолитовом» составе ассоциаций, независимо от характера их распространения.

Новейшие исследования дна Тихого океана и его северо-западных окраинных морей приводят к выводу, что модель «океанической» коры, принимаемая по геофизическим или иным данным, не означает полного отсутствия кислых масс в коре. Показательны находки гранитоидов и метаморфических пород в глубоководной части Японского моря, кварцево-плагиоклазовых метаморфических сланцев в зоне разломов Элтанин на юго-востоке Тихого океана и др.

Достаточно жестким оказывается соответствие между областями зрелой коры и платформенными (в рамках древних платформ). Орогенные области отвечают областям зрелой коры. Области геосинклинальные, а также современные области внутренних и окраинных морей соответствуют областям коры разных типов.

Трудоемкую и методически сложную задачу представляет упорядочение систематики *региональных* геолого-тектонических элементов как магмоконтролирующих структур. Здесь необходима коллективная работа. Из подразделений региональных структурных элементов поясним принимаемую нами трактовку для рифтовых структур и авлакогенов, которым в последние годы посвящено много работ, не снявших, однако, клас-

сификационной неопределенности, особенно для рифтовых структур.

**Рифтовые пояса (рифты)** — разновидность зон глубинных разломов. Самостоятельный конструктивный смысл имеет понимание рифтов как крупнорегиональных зон глубинных разломов существенно сбросового характера, которые могут группироваться в пояса субпланетарной и даже планетарной протяженности. Обязательной составной частью рифтов являются рифтовые долины. Рифтовые пояса интересны как вероятные зоны регионального растяжения, раздвигов и образования региональных систем субпараллельных даек, а также аномально мощных вулканогенных накоплений в долинах. Уверенное выделение рифтовых поясов возможно в пределах платформ и внеплатформенных материковых плато, а также на дне современных океанов. Однако пока нет надежных критериев для выделения таких структур для областей упорядоченных орогенов, геосинклинальных и палеоокеанических областей.

**Авлакогены** — линейные впадины регионального масштаба в пределах платформенных областей, выделяющиеся аномально большой мощностью (скоростью накопления) осадков, а также аномально повышенной деформированностью толщ (складчатостью). К авлакогенам относятся кайнозойская впадина Баффинова моря, мезозойская структура западного побережья Мозамбикского пролива (с так называемой моноклиналию Лебombo), среднепалеозойские впадины Днепровско-Донецкая и Припятская на Восточно-Европейской платформе, Березовско-Кемпендяйская впадина на Сибирской платформе. Некоторые древние авлакогены могут принадлежать палеорифтовым поясам, т. е. быть структурами выполнения рифтовых долин. Однако тектоническая природа авлакогенов может быть и нерифтовой, в любом случае она более сложна, чем природа современных рифтов с еще не завершенным развитием.

Ниже будем придерживаться изложенной в этом разделе схемы подразделения геолого-тектонических обстановок магматизма. Подчеркнем еще раз, что типы геолого-тектонических обстановок будем учитывать для времени формирования исследуемой магматической ассоциации.

## ФОРМАЦИИ ПИКРИТОИДНЫЕ И СУЩЕСТВЕННО ПИКРИТОИДНЫЕ

### МЕЛАПИКРИТОИДНЫЕ АССОЦИАЦИИ

Сюда можно отнести пока только чисто пикритовидные ассоциации, выявленные среди так называемых кимберлитовых или кимберлитоподобных. Кимберлитовые ассоциации оказываются совокупностью ассоциаций разной сложности, в которую кроме чисто пикритовидных входят ассоциации с базальтоидами и карбонатитами (см. следующий раздел настоящей главы). Ассоциации, называемые кимберлитовыми, встречаются, как правило, на материковых платформах.

Объем кимберлитов как петрографического класса среди ультраосновных вулканитов четко не установлен, хотя обычно признается главный минералогический критерий их отличия — присутствие высокобарического минерала пирропа. Термины «кимберлиты», «кимберлитовые ассоциации (формации, провинции)» будем, как принято, использовать для обозначения нечеткой совокупности вулканогенных ассоциаций мелапикритовидного и существенно мелапикритовидного составов, содержащих пирроп и сопутствующие ему весьма высокобарические минералы и встречающихся в основном на платформах с древним фундаментом.

Мелапикритовидная породная группа кимберлитовых ассоциаций статистически отличается от пикритовидов других ассоциаций по ряду признаков химического состава (пониженная магниевость, повышенная известковистость, повышенная калиевость и т. д.), но в то же время связана с ними разнообразными промежуточными разновидностями (см. ниже).

В табл. 2 учтены наиболее изученные представители тех кимберлитовых ассоциаций платформ (Сибирской, Африканской, Индийской), в которых пока неизвестны другие группы пород, кроме мелапикритовидной. Ассоциация с о. Калимантан — пример кимберлитовой ассоциации, которую можно отнести к материковому плато. Вмещающими породами обычно являются субгоризонтальные толщи платформенного чехла, местами (Южная Индия, Лесная Гвинея) — кристаллические породы докембрия щитов. Пикритовиды Юго-Восточного Калимантана пересекают перидотитопироксеновые массивы и складчатую толщу юры. Возраст учтенных мелапикритовидных ассоциаций — от позднего докембрия до мезокайнозоя.

Платформенным пикритоидам свойствен ареальный план размещения тел, нередко в очевидной связи с региональными разломами и с тенденцией к линейной группировке. Тела концентрируются в рамках не слишком резко ограниченных ареалов (кимберлитовых полей), объединяемых в кимберлитовые районы и провинции. В кимберлитовой провинции Северного Лесото выделяются два поля (10×15 и 30×100 км), в которых известно около 35 трубок и около 200 даек, в Лесной Гвинее в 5 кимберлитовых полях — около 20 трубок и 50 даек, в Ингиллийском поле на площади около 1000 км<sup>2</sup> — до 10 трубок и более 30 даек. Верхне-Мунское кимберлитовое поле диаметром около 70 км включает 9 трубок. В кимберлитовых районах Индии известно 4 трубки. Кроме трубок и даек известны штоко- и силлообразные залежи. Трубки не превосходят 300—500 м в поперечнике. Дайки достигают мощности 8—15 м.

Весьма мал объем пород мелапикритовидной группы. Так, для всей

## Петрохимические данные для меланикритоидных ассоциаций

Номер	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
П л а т ф о р м ы										
1a	39,98	2,27	5,25	7,85	4,15	28,26	10,17	0,22	0,89	0,74
	5,33	1,00	2,35	2,25	1,55	5,89	4,58	0,26	0,72	0,39
б	38,90	3,79	4,05	10,05	3,51	26,36	10,58	0,33	1,32	0,88
	3,85	0,83	0,96	2,61	2,09	1,99	3,83	0,11	0,65	0,45
2a	38,88	2,75	4,15	10,15	3,93	29,90	7,59	0,41	1,21	0,82
	2,86	1,65	1,46	4,27	1,25	5,93	2,56	0,38	0,93	0,49
б	43,54	1,18	8,69	8,83	2,82	23,56	7,76	0,80	2,14	0,51
	2,36	0,54	2,66	3,60	0,78	3,46	2,41	0,97	1,39	0,20
3a	34,82	1,95	3,38	7,30	2,79	36,01	11,32	0,52	0,91	0,87
	2,03	0,79	1,30	1,84	2,47	4,89	4,39	0,35	0,79	0,38
б	35,41	1,39	3,12	6,66	2,97	33,73	15,04	0,35	0,56	0,64
	3,63	0,72	1,61	2,57	1,50	5,93	7,45	0,23	0,55	0,49
4	35,12	6,30	6,53	12,38	6,45	11,88	18,52	0,53	1,23	0,85
	3,12	0,44	0,90	1,32	1,27	4,96	5,78	0,28	0,59	0,13
5	41,77	6,54	4,30	5,36	5,36	27,70	4,76	0,13	1,17	2,74
	3,40	2,09	1,28	4,07	1,67	7,22	2,77	0,23	0,83	0,61
6	39,44	1,91	5,56	5,93	4,12	27,50	13,12	0,29	1,22	0,72
	3,14	0,76	1,76	3,30	1,83	6,54	3,86	0,41	0,83	0,15

## М а т е р и к о в о е п л а т о

7	43,13	0,19	6,86	6,77	5,03	25,40	12,19	0,28	0,00	0,05
---	-------	------	------	------	------	-------	-------	------	------	------

1. Меловая ассоциация Лесото [Dawson, 1962; Nixon e. a., 1963; Visser, 1964; Lesotho kimberlites, 1973; Danchin e. a., 1975]. а. Кимберлиты (29 ан.). б. Автолиты в кимберлитах (12 ан.).

2. Меловая ассоциация Лесной Гвинеи [Владимиров и др., 1971]. а. Кимберлиты массивные (21 ан.). б. Кимберлиты брекчиевидные (7 ан.).

3. Средне (?)-позднепалеозойская ассоциация Верхне-Мунского района, северо-восток Сибирской платформы [Бобревич, Соболев, 1962; Милашев, 1975; и др.]. а. Кимберлиты массивные (23 ан.). б. Кимберлиты брекчиевидные (12 ан.).

4. Позднерифейская ассоциация Ингильского района, Алданский щит (37 ан., среднеквадратичное отклонение по 9 ан.; [Каминский, 1969; и др.]).

5. Позднепротерозойская ассоциация Центральной Индии (кимберлиты, 26 ан., среднеквадратичное отклонение по 8 ан. [Paul, Rex, Harris, 1975; Paul, Potts, Gilson, Harris, 1975]).

6. Позднепротерозойская ассоциация Южной Индии (кимберлиты, 15 ан.; среднеквадратичное отклонение по 5 ан.; [Paul, Rex, Harris, 1975; Paul, Potts, Gilson, Harris, 1975]).

7. Позднемеловая ассоциация района Бобарис, Юго-Восточный Калимантан (кимберлит брекчиевидный, 1 ан.; [Трофимов, 1967]).

Уклоны: Ультрапикритовый — 3. Меланикритовый — 4—6. Меланикритоидный — 1, 2. ● Высокомагнийный — 2, 3, 5, 6. Умеренно высокомагнийный — 1. Умеренномагнийный — 4. ● Умеренно низкощелочной — 4. Низкощелочной — 1—3, 5, 6. ● Высококалийный — 5. Калиевый — 1, 4, 6. Натрокалиевый — 2. ● Умеренно низкоглиноземистый — 5. Низкоглиноземистый — 2, 3. Среднеглиноземистый — 4, 6. ● Среднетитанистый — 3, 6. Высокотитанистый — 1. Весьма высокотитанистый — 4. Крайне высокотитанистый — 5.

П р и м е ч а н и я. 1. В табл. 2—31 для всех пород, кроме карбонатитов, использованы содержания окислов в массовых процентах в пересчете на 100% при исключенных летучих. Для карбонатитов использованы данные анализов без пересчета. 2. Над чертой — средние, под чертой — среднеквадратичные отклонения.

Сибирской кимберлитовой провинции (включая карбонатито-мелацикритоидные ассоциации) он составляет несколько кубических километров (около 2 км<sup>3</sup>; см. [Милашев, 1974]).

Кимберлитовые трубки сложены в основном взрывными брекчиями с обломками мелацикритоидов (автолиты), окружающих пород, докембрийских пород кристаллического фундамента, а также оливинитов, перидотитов и пироксенитов (в том числе шпинелевых и гранатовых) и некоторых других мафических пород, интерпретируемых обычно как вынесенные отторженцы верхней мантии. Количество, набор и минералогический состав глубинных ксенолитов заметно меняются от района к району.

В строении трубок участвуют также небрекчиевые, массивные пикритоиды. Многие трубки обнаруживают сложное строение — чередование продуктов нескольких фаз внедрения взрывных и лавообразных масс. Довольно характерная черта взрывных трубок — сужение книзу и переход в дайковое небрекчиевое тело. Известны выклинивающиеся вверх, первично слепые тела кимберлитовых брекчий.

Дайки сложены в основном небрекчиевыми пикритоидами, которые часто переполнены ксенолитами разных пород. Пикритоиды массивных тел и их обломки в брекчиях, как правило, имеют обильнопорфировую структуру.\* Во вкрапленниках резко преобладает высокомагнезиальный оливин (до 60—80% объема породы), нередко в крупных кристаллах (мегакристы). Встречаются вкрапленники флогопита, пикроильменита, граната, пироксенов (хромдиопсид, энстатит и др.), перовскита, апатита. Первичные минералы основных масс — оливин, пироксены, флогопит, перовскит, апатит, титаномагнетит, иногда карбонат, монтчеллит и др.

Среди кимберлитов принято выделять слюдяные (начиная с содержания около 4—5% флогопита). Последние в составе кимберлитовых ассоциаций преобладают не часто (Центральная Индия, Лесная Гвинея).

Содержания гранатов и гранатсодержащих включений в пикритоидах рассматриваемых формаций весьма непостоянны — от существенных до примесных. Так, гранат редок в кимберлитах Индии. Гранаты в основном пироповые, хромсодержащие. Другие характерные минеральные фазы кимберлитов, обычно тоже интерпретируемые как высокобарические, — хромдиопсид, пикроильменит, алмаз [Милашев, 1972; Соболев Н. В., 1974; и др.]. В учтенных случаях (см. табл. 2) мелацикритоидная группа имеет уклоны до ультрапикритового (Верхне-Мунский район Якутии), низкощелочные. Уклоны щелочности — в основном низкощелочные. Щелочность несколько повышена в мелацикритоидах (ингилитах) Ингильского района Алданского щита, здесь же понижена магнеиность, преобладают весьма высокотитанистые породы. В большинстве примеров выявлены уклоны калиевый, высокомагнеиный. Для части ассоциаций определяется преобладание пород низкоглиноземистых и высокотитанистых; случаев с железистым, натриевым, высокоглиноземистым уклонами не зафиксировано. В мелацикритоидах (слюдяных кимберлитах) Центральной Индии экстремально высоки содержания K<sub>2</sub>O и TiO<sub>2</sub> (высококалиевый, крайне высокотитанистый уклоны).

Химический состав массивных и брекчиевых кимберлитов и автолитов в кимберлитах (см. табл. 2) не показывает регулярных различий.

Породы кимберлитовых тел, в том числе мезокайнозойских, обычно сильно изменены, с утратой оливина и первичных структур основной массы; редко сохранились витрофибро-микролитовые структуры. Во вторичной ассоциации преобладают серпентин и карбонаты, присутствуют окислы

\* По содержанию вкрапленников  $v$  будем выделять породы афировые, скуднопорфировые ( $0 > v \leq 12,5$  об.%), повышенопорфировые ( $v > 12,5\%$ ), умереннопорфировые ( $12,5 > v \leq 25\%$ ), обильнопорфировые ( $v > 25\%$ ), умеренно обильнопорфировые ( $25 > v \leq 50\%$ ), весьма обильнопорфировые ( $50 > v \geq 75\%$ ), крайне обильнопорфировые ( $v \geq 75\%$ ).

железа и хлорит, встречаются иддингсит, цеолиты, гидрослюда и другие продукты. Пока нет данных о том, что имеются резкие и регулярные отличия состава обычных, измененных кимберлитов от первичного.

В большей части мелалапикритоидных ассоциаций (см. табл. 2) известны алмазы в коренном залегании. Алмазоносность приурочена обычно к трубкам. Исключение представляет ассоциация Лесной Гвинеи, где промышленные алмазные руды залегают в основном в дайках. К наиболее крупным по запасам алмазов относится трубка Монастери (кимберлитовая провинция Северного Лесото, ЮАР).

### СУЩЕСТВЕННО МЕЛАПИКРИТОИДНЫЕ АССОЦИАЦИИ

Формации, в которых мелалапикритоидная группа преобладает над любой другой группой пород, обнаруживают закономерности тектонического размещения, в общем аналогичные описанным для чисто пикритоидных. Они известны на древних материковых платформах, описывались под названиями кимберлитовых, щелочноультраосновных, щелочноультраосновных—щелочнобазальтоидных ассоциаций.

Известные возрастные рамки для совокупности этих ассоциаций примерно те же, что и для мелалапикритоидных, — от протерозоя до мезозоя.

Существенно мелалапикритоидные ассоциации с базальтоидной и другими группами пород. Ассоциации мелалапикритоидов с базальтоидами можно проиллюстрировать пока лишь двумя примерами из платформенных областей (табл. 3).

Таблица 3

Петрохимические данные для существенно мелалапикритоидных ассоциаций с базальтоидной и другими группами пород

Номер	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
-------	------------------	------------------	--------------------------------	--------------------------------	-----	-----	-----	-------------------	------------------	-------------------------------

Мелалапикритоидная ассоциация с субмелалапикритоидной и базальтоидной группами пород

		П л а т ф о р м а								
1а	41,13	4,34	9,68	9,67	1,55	27,14	4,65	0,09	0,05	1,58
	2,41	1,30	2,85	5,17	1,11	3,32	1,52	0,06	0,01	1,00
б	46,20	7,66	8,00	13,90	0,31	17,11	3,35	0,09	0,72	2,53
в	54,13	6,08	8,87	6,71	0,60	8,53	2,41	0,30	10,76	1,88

Мелалапикритоидная ассоциация с карбонатитовой и базальтоидной группами пород

		П л а т ф о р м а								
2а	33,35	4,75	7,24	8,82	6,47	18,35	17,48	0,71	1,85	0,74
	3,01	1,22	1,56	2,91	2,33	2,97	4,65	0,69	0,78	0,64
б	42,81	3,01	13,93	4,04	8,15	10,41	12,99	2,82	0,92	0,65

1. Позднепротерозойская ассоциация района Сегуэла, Берег Слоновой Кости [Kporf, 1970; Bardet, 1973]. а. Мелалапикритоидная группа (кимберлиты, дайки Тубабуко; 6 ан.). Уклон высокомагнийевый, крайне низкощелочной, высокоглиноземистый, весьма высокотитанистый. б. Субмелалапикритоидная группа (альпентиты, дайки Тубабуко; 3 ан.). в. Базальтоидная группа (лампроиты, дайки Боби; 2 ан.), лейцитсодержащие породы.

2. Триасовая (?) ассоциация Чадобецкого поднятия, юго-запад Сибирской платформы [Полунина, 1960; Чубугина, 1964; Владимиров и др., 1976]. а. Мелалапикритоидная группа (кимберлиты, 18 ан.). Уклон мелалапикритоидный, умеренномагнийевый, калиевый, высокоглиноземистый, весьма высокотитанистый. б. Базальтоидная группа (3 ан.).

Примечание. В табл. 3, 4, 6, 8—24, 26—31 разные породные группы перечислены в порядке убывания в составе ассоциаций.

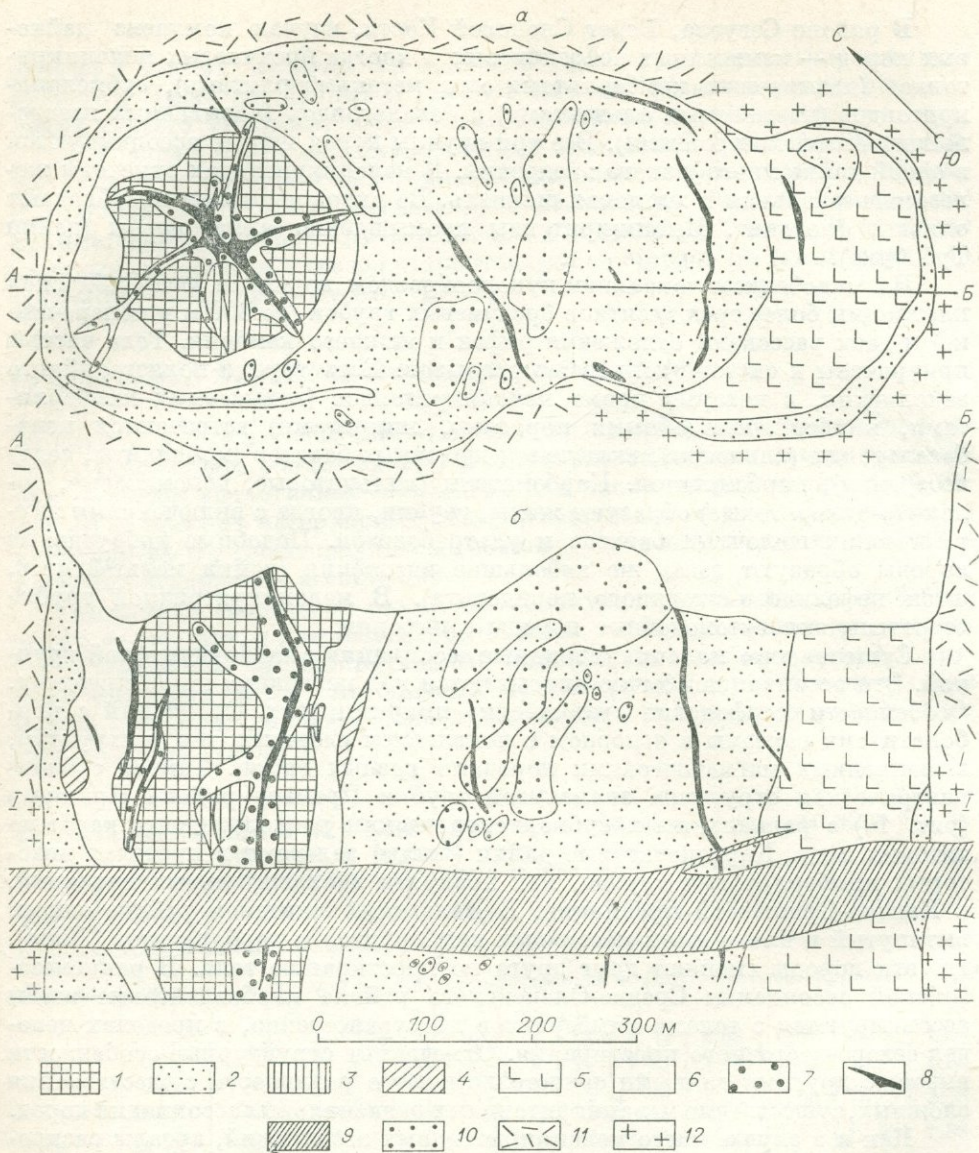
В районе Сегуэла, Берег Слоновой Кости, изучен комплекс дайковых пород — измененных небрекчиевых и иногда брекчиевых мелапикритоидов (называемых кимберлитами или метакимберлитами), субмелапикритоидов (называемых альнеитами) и базальтоидов (называемых псевдолейцитовыми лампроитами). Все три группы пород иногда ассоциируются в одной дайке многофазного внедрения. В мелапикритоидах отмечены железомagneзиальная и хромовая шпинель. Во вкрапленниках преобладают оливин, флогопит. Мелапикритоиды промышленно алмазоносны (дайки Тубабуко).

На Чадобецком локальном куполообразном поднятии юга Сибирской платформы более трех десятков брекчиевых трубок (до 300 м в поперечнике) и даек пересекают отложения рифея и нижнего кембрия. Тела частью приурочены к системе кольцевых разрывов. Есть трубки полистадийного заполнения, в которых кроме мелапикритоидов (называемых кимберлитами, кимберлитоподобными породами, пикритами) встречаются мелабазальтоиды (альнеиты), включения щелочных базитов (мончикиты, сельсбергиты), карбонатитов. Карбонатиты (кальцитовые, доломитовые, доломито-анкеритовые) образуют жилы, трубки, иногда с включениями плутонических щелочных базитов и ультрабазитов. Подобные интрузивные породы образуют здесь же небольшие внедрения (дайки мельтейгитов, шток нефелиново-слюдяного перидотита). В мелапикритоидной трубке встречены эклогитоподобные породы с пиропом.

**Существенно мелапикритоидные ассоциации с карбонатитовой группой.** Эти ассоциации обычно описываются под названием кимберлитовых. Особенности морфологии существенно пикритоидных ассоциаций с карбонатитами связаны в основном с появлением сложных тел и структур, выполненных магматическими породами разных групп. Такова субконцентрическая структура знаменитой трубки Премьер района Претории (рис. 16) с радиальным и субконцентрическим расположением карбонатитовых жил. Карбонатитовые дайки (жилы) залегают в пределах некоторых кимберлитовых трубок, как продукты заключительных инъекций, в Капско-Оранжевой провинции. В Далдыно-Алакитском районе описан вытянутый в плане шток массивных кимберлитов и карбонатитов (Липа), где эти породы сменяют друг друга по простиранию тела. В раннемезозойской ассоциации Средне-Оленекского района карбонатитовые жилы ассоциируются с телами кимберлитов пространственно, в пределах цепочек северо-восточного простирания. Отмеченные структурные особенности вместе с другими данными свидетельствуют о реальности существования сложных, существенно мелапикритоидных региональных ассоциаций пород.

Как и в случае чисто мелапикритоидных ассоциаций, ареалы распространения и численность тел кимберлитов карбонатито-мелапикритоидных ассоциаций на платформах могут быть значительными. В нескольких полях Капско-Оранжевой провинции насчитывается около 200 трубок и даек. В Средне-Оленекском районе на площади  $180 \times 250$  км в пределах нескольких полей известно около 80 трубок и 60 даек. В Нижне-Оленекском районе два поля на площади около  $40 \times 100$  км включают более 30 тел, в том числе 25 трубок. Далдыно-Алакитский район объединяет три поля на площади около  $50 \times 150$  км, где насчитывается до 60 кимберлитовых тел, в том числе около 50 трубок. В Мало-Ботуобинском поле ( $50 \times 70$  км) несколько трубок, в районе Претории — около 20. Однако по общему развитию пикритоидов рассматриваемые ассоциации принадлежат к формациям малых объемов.

На платформах рассматриваемые ассоциации локализованы в толщах платформенного чехла и в ряде районов (Капско-Оранжевая провинция, район Претории) пересекают докембрийский метаморфический фундамент. Субвулканические жерловины — трубки обычно невелики, редко достигают 500—800 м в поперечнике; дайки имеют мощность до 15—20 м.



Р и с. 16. Погоризонтный план (а) и профиль (б) трубки Премьер [The geology of Premier Mine, 1969].

Кимберлиты (1—7): 1 — черный; 2 — серый; 3 — светло-серый; 4 — желтовато-коричневый; 5 — коричневый; 6 — зеленый; 7 — пестрый; 8 — карбонатитовые дайки; 9 — габбро-диабазовый силл; 10 — отторженцы (ксенолиты) кварцита. Вмещающие породы (Бушевельдский комплекс): 11 — фельзиты; 12 — гранофиры.

Структурно-текстурные и минералого-петрографические особенности, характер вторичных изменений кимберлитовых пикритов аналогичны описанным в чисто мелапикритовых ассоциациях, так же как состав включений глубинных минералов и пород. В составе ассоциаций чаще преобладают малослюдяные пикритовиды, иногда им не уступают слюдяные (Нижне-Оленекский район).

Петрохимически (табл. 4) мелапикритовидная группа имеет уклоны до ультрапикритового (Далдыно-Алакитский, Нижне-Оленекский районы), высокомагниевого, низкощелочного (хотя встречаются умереннощелочные разновидности, например, в аволитах из Южной Африки), низкоглиноземистые. Кроме обычного калиевого отмечен натриевый уклон (Дал-

## Петрохимические данные для карбонатито-мелапикритовидных ассоциаций

Номер	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
П л а т ф о р м ы										
1а	39,34	1,53	4,95	6,64	4,38	31,44	8,60	0,74	1,46	0,82
	5,03	0,79	2,16	1,73	1,33	5,27	3,84	0,83	1,06	0,61
б	38,52	2,80	4,60	7,81	3,01	27,31	11,38	0,56	2,17	1,95
	0,88	0,20	0,68	2,57	2,39	0,94	0,97	0,18	0,14	0,16
в	25,19	1,89	2,87	3,72	6,72	29,69	13,59	0,01	0,15	2,20
г	11,00	1,60	3,05	2,80	1,44	6,98	40,74	0,34	1,24	1,95
2	30,75	3,15	4,38	8,56	4,81	28,18	17,55	0,21	1,16	0,92
	2,99	1,62	1,23	2,17	2,29	5,60	5,37	0,16	1,00	0,67
3а	34,18	3,06	5,16	8,46	4,69	27,51	14,41	0,25	1,36	0,69
	3,54	1,49	2,53	2,59	2,53	3,76	5,55	0,20	0,86	0,39
б	33,91	2,88	5,73	9,07	4,85	27,43	13,52	0,25	1,42	0,75
	3,55	1,24	2,75	2,44	1,96	3,75	6,26	0,18	0,82	0,54
в	34,69	2,29	5,49	6,58	3,76	28,19	16,42	0,26	1,50	0,67
	3,57	1,33	2,93	2,23	1,45	4,49	5,20	0,21	1,11	0,35
г	11,16	0,67	2,84	4,41	5,42	8,72	29,92	0,45	1,30	1,46
	5,25	0,87	0,96	1,82	2,07	2,64	2,95	0,40	0,52	0,91
д	11,63	1,40	1,85	5,11	1,69	10,63	31,72	0,56	0,57	2,13
	4,31	0,95	1,55	2,34	0,78	3,99	6,29	0,27	0,55	1,31
4а	34,77	1,57	3,47	5,96	2,78	32,93	17,00	0,30	0,64	0,45
	2,23	0,77	1,46	2,86	1,24	4,86	6,82	0,27	0,53	0,26
б	34,47	1,73	4,09	8,34	2,93	31,48	15,58	0,47	0,39	0,35
	3,57	0,88	2,75	2,88	1,73	6,53	8,62	0,47	0,45	0,32
в	34,71	1,59	3,70	6,97	1,77	33,00	16,98	0,31	0,33	0,53
	3,10	0,70	1,31	2,07	0,44	5,89	10,01	0,20	0,34	0,44
г	9,62	2,57	2,65	6,76	2,84	7,11	35,79	0,16	0,08	0,97
	2,17	0,87	0,72	2,54	1,25	3,81	4,73	0,08	0,04	0,21
5а	40,82	1,69	3,14	5,97	3,11	32,09	11,93	0,23	0,52	0,38
	5,68	0,74	1,17	2,37	0,88	4,90	5,37	0,19	0,44	0,16
б	22,80	0,60	2,30	2,14	1,01	18,19	25,05	0,27	0,22	0,34
в	4,28	2,10	1,82	4,87	0,89	5,80	38,60	0,28	0,14	1,20
г	6,44	2,30	1,60	3,13	1,58	5,63	41,90	0,24	0,13	1,26
6а	41,61	1,85	2,75	7,43	3,81	32,88	7,83	0,27	0,70	0,76
	5,62	0,64	1,37	2,34	2,22	4,39	6,18	0,40	0,42	0,88
б	14,61	1,32	1,10	7,61	2,84	17,02	27,36	0,16	0,12	1,04

1. Меловая ассоциация Капско-Оранжевой провинции, ЮАР [Williams, 1932; Ultramafic and related rocks, 1967; Bosch, 1971; Dawson, Hawthorne, 1973; Danchin e. a., 1975; Wagner, 1971]. а, б. Мелапикритовидная группа. а. Кимберлиты (26 ан.). б. Автолиты из кимберлитов (трубка Вессельтон, 14 ан.). в, г. Карбонатитовая группа. в. Карбонатит из расчлененного силла Бенфонтейн (1 ан.; H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> — 1,15; CO<sub>2</sub> — 12,83). г. Карбонатит дайковый из трубки Ягерсфонтейн (1 ан.; H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> — 1,63; CO<sub>2</sub> — 26,95).

2. Меловая ассоциация Нижне-Оленекского района, северо-восток Сибирской платформы [Кимберлитовые породы и пикритовые..., 1963; Петрография и минералогия..., 1964; Ковальский и др., 1969]. Мелапикритовидная группа (кимберлиты, 31 ан.).

3. Позднедевонско-раннекарбоновая (?) ассоциация Средне-Оленекского района, северо-восток Сибирской платформы [Кимберлитовые породы и пикритовые..., 1960; Милашев, 1965; Ковальский и др., 1969; Глубинные ксенолиты и верхняя мантия,

1975]. а—в. Мелапикритоидная группа. а. Кимберлиты, сводная выборка (74 ан.). б. Кимберлиты массивные (24 ан.). в. Кимберлиты брекчиевидные (30 ан.). г, д. Карбонатитовая группа. г. Карбонатиты из брекчии (4 ан.;  $H_2O^+ - 2,61$ ;  $CO_2 - 30,14$ ). д. Карбонатиты дайковые (5 ан.;  $H_2O^+ - 3,08$ ;  $CO_2 - 27,42$ ).

4. Среднепалеозойская ассоциация Далдыно-Алакитского района, восток Сибирской платформы [Алмазные месторождения..., 1959; Петрография и минералогия..., 1964; Никишов и др., 1975; и др.]. а. Мелапикритоидная группа. Кимберлиты, сводная выборка (257 ан.). б. Кимберлиты массивные (28 ан.). в. Кимберлиты брекчиевидные (12 ан.). г. Карбонатитовая группа (карбонатиты интрузии Липа, 10 ан.;  $H_2O^+ - 2,53$ ;  $CO_2 - 24,64$ ).

5. Средне-позднепалеозойская ассоциация Мало-Ботуобинского района, юг Сибирской платформы [Алмазные месторождения..., 1959; Петрография и минералогия, 1964; Францесон, 1962; Мальков, 1974; и др.]. а. Мелапикритоидная группа (кимберлиты, 198 ан.). б—г. Карбонатитовая группа. б. Карбонатит из трубки им. XXIII партсъезда (1 ан.,  $CO_2 - 20,15$ ). в. Карбонатит из трубки Амакинская — южная (1 ан.;  $H_2O^+ - 2,69$ ;  $CO_2 - 33,0$ ). г. Карбонатит дайковый (1 ан.;  $CO_2 - 30,3$ ).

6. Протерозойская ассоциация района Претории, Трансвааль [Williams, 1932; Ultramafic and related rocks, 1967; Verwoerd, 1967; The geology of Premier Mine, 1969; Wagner, 1971]. а. Мелапикритоидная группа (кимберлиты, трубка Премьер, 11 ан.). б. Карбонатитовая группа (карбонатиты дайковые, трубка Премьер, 6 ан.;  $H_2O - 2,74$ ;  $CO_2 - 20,44$ ;  $Na_2O$  и  $K_2O$  по 4 ан.).

Мелапикритоидная группа. Уклоны: Ультрапикритовый — 2—4. Мелапикритоидный — 1, 5, 6. ● Высокомагнийный — 4,5. Умеренно высокомагнийный — 1—3, 6. ● Весьма низкощелочной — 5. Низкощелочной — 2—4, 6. ● Высококальциевый — 3. Клеевый — 2, 4 — 6. ● Весьма низкоглиноземистый — 4,5. Низкоглиноземистый — 2, 3, 6. ● Низкотитанистый — 4. Среднетитанистый — 1. Высокотитанистый — 2, 3, 5.

дыно-Алакитский район). По  $TiO_2$  обнаруживаются уклоны от среднетитанистого до весьма высокотитанистого.

Карбонатиты слагают дайки и жилы, связующую массу и обломки в существенно карбонатитовых трубках, часть обломков в трубках другого состава. Иногда обнаруживают порфиroidную и ориентированно-микролитовую структуру. Состоят из кальцита с примесью доломита, флогопита, перовскита, апатита, магнетита и других минералов. Петрохимические данные, пока скудные, приведены в табл. 4. Степень изученности не позволяет говорить о предпочтительной последовательности появления мелапикритоидов и карбонатитов в существенно пикритоидных ассоциациях.

С кимберлитами описываемых ассоциаций связана промышленная коренная алмазоносность (Капско-Оранжевая провинция с богатыми существенно брекчиевыми трубками Дютойтспэн, Булфонтейн, Ягерсфонтейн, Робертс-Виктор, Де-Бирс, Кимберлей и другие; район Претории с трубкой Премьер; Далдыно-Алакитский район с трубкой Удачная-восточная; Мало-Ботуобинский с трубкой Мир). В ряде кимберлитовых районов выявлена лишь бедная коренная алмазоносность (Средне-Оленекский район) или только присутствие алмазов в россыпях.

Довольно тесная сопряженность существенно мелапикритоидных, так же как чисто мелапикритоидных ассоциаций, с материковыми платформами позволяет считать основным этапом их развития именно время появления и существования материковых платформ с древним относительным возрастом фундамента (т. е. протерозой — фанерозой). Мелапикритоидный и существенно мелапикритоидный составы платформенных вулканогенных (кимберлитовых) ассоциаций и высокомагнийный уклон пикритоидов могут дать самое общее наведение при поисках алмазов. Другие петрохимические особенности состава четких поисковых указаний на алмазы не дают. Более эффективным критерием при поисках алмазов оказывается присутствие в пикритоидах и во включениях глубинных пород высокобарических минералов, особенно хромового пирропа [Глубинные ксенолиты и верхняя мантия, 1975].

Вулканогенные ассоциации, представленные только породами субмелалпикритоидной группы, весьма редкие, можно проиллюстрировать двумя примерами.

Палеозойская субмелалпикритоидная щелочная ассоциация Онежского полуострова представлена 8 вскрытыми трубками и примерно таким же количеством магнитных аномалий «трубочного» типа. Трубки прорывают вендские слои платформенного чехла. Максимальный поперечник трубки — около 400 м. Трубки выполнены брекчиями, состоящими главным образом из фрагментов автолитового характера (лавоподобных пород с бывшим стекловатым базисом) и мелкообломочного цемента того же состава. 1—5% объема составляет ксеногенный материал — обломки вмещающих пород, редко обломки гнейсов и ультраосновных кристаллических пород.

Во вкрапленниках автолитов присутствуют главным образом клинопироксен (с 50—75% диопсидовой молекулы), почти во всех трубках также оливин (с 40—75% форстерита), иногда псевдоморфозы канкринита по нефелину. До 30—40% тяжелой фракции составляют гранаты (хромовый пироп, альмандин с пироповой составляющей, гроссуляр), в этой фракции присутствуют также обыкновенная роговая обманка, глаукофан, слюды (промежуточные между биотитом и флогопитом), хромовая шпинель (хромпикотит), пикроильменит, муассанит. В некоторых трубках зафиксированы мелкие зерна алмаза.

Петрохимически для пород примечателен повышенно- и высокощелочной, натриевый, крайне высокоглиноземистый, низкотитанистый уклон.

Позднекайнозойская субмелалпикритоидная (лейцититовая) ассоциация центральной части Нового Южного Уэльса, Австралия, представлена остатками небольших изолированных лавовых вулканов, рассредоточенных в полосе шириной до 100 км, длиной до 400 км на палеозойском доколе испытывавшем послескладчатую стабилизацию (материковое плато). Эксплозивный индекс — меньше 1%. Лавы — микропорфировые и афировые. В породах присутствуют оливин (с 79—93% форстеритовой молекулы), диопсид, лейцит, железотитановые рудные минералы, меньше — титанистый флогопит, марганцовистый щелочной амфибол (рихтерит), калишпат, нефелин. Примечателен умеренномагнезиевый, высокощелочной, калиевый, весьма высокоглиноземистый, весьма высокотитанистый петрохимический уклон (табл. 5).

Таблица 5

Петрохимические данные для субмелалпикритоидных ассоциаций

Номер	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
П л а т ф о р м а										
1	47,55	0,91	11,80	5,79	4,07	15,75	8,56	3,74	1,02	0,50
М а т е р и к о в о е   п л а т о										
2	45,30	4,51	9,16	5,01	6,10	12,09	9,32	2,07	5,03	1,21
	2,00	0,90	1,06	1,04	1,36	2,59	1,00	0,85	1,56	0,44

1. Палеозойская ассоциация Онежского полуострова (105 ан.; [Каминский, 1976]). Уклон субмелалпикритоидный, магнезиевый, повышенно- и высокощелочной, натриевый, крайне высокоглиноземистый, низкотитанистый.

2. Позднекайнозойская ассоциация центральной части Нового Южного Уэльса, Австралия (лейцититы, нефелиниты, 34 ан.; [Cundary, 1973]). Уклон субмелалпикритоидный, умеренномагнезиевый, высокощелочной, умереннокалиевый, весьма высокоглиноземистый, весьма высокотитанистый.

## СУЩЕСТВЕННО СУБМЕЛАПИКРИТОИДНЫЕ АССОЦИАЦИИ

Имеется три примера таких ассоциаций.

Существенно субмелалпикритоидная ассоциация с базальтоидной и щелочно-салической группами пород слагает острова Фернанду-ди-Норонья в Западной Атлантике (рис. 17), она имеет позднемiocеново-плиоценовый возраст. Острова возвышаются над абиссальным океаническим ложем недалеко от мыса материкового шельфа. В вулканогенном разрезе резко выделяются две части — нижняя, сложенная щелочными, в том числе нефелиновыми, базальтоидами, фонолитами, трахитами, и верхняя, сложенная субмелалпикритоидами — лавами лимбургитов. Щелочносалические породы образуют четко отграниченные от базальтоидов тела, штоки, куполы, потоки. Нижняя толща вмещает интрузии микрогаббро (с анальцитом и калишпатом), нефелиновых монцонитов и сиенитов.

Лимбургиты (или анкарамиты) содержат во вкрапленниках только оливин и клинопироксен, в микролитах к ним добавляются нефелин, анальцит, изредка — плагиоклаз. Встречаются аккумуляционные линзы, обогащенные вкрапленниками оливина и клинопироксена. Базальтоиды (базаниты, щелочные базальты и др.) содержат обильный плагиоклаз, эгиринавгит. Фонолиты и трахиты — непорфировые и порфировые. Для всех породных групп характерен повышенно- и высокощелочной, натриевый уклон (табл. 6).

Существенно субмелалпикритоидные ассоциации с карбонатитами иллюстрируются двумя примерами с материковых платформ.

Четвертичная ассоциация Торо-Анколе, Уганда, занимает самое северное из трех вулканических полей Западного рифта Восточно-Африканской рифтовой системы. Субмелалпикритоиды слагают в основном лавовые вулканы, описывались под названиями анкараритов, меланократовых лейцититов и нефелинитов, катунгитов, мафуритов, угандитов и др. Поро-

Рис. 17. Размещение вулканических пород на о-вах Фернанду-ди-Норонья (по Ф. Алмейда; [Gunn, Watkins, 1976]).  
1 — рыхлый покров; 2 — формация Куиксаба; потоки анкарамитов. Формация Ремедиос (3—8): 3 — непорфировые фонолиты; 4 — порфировые фонолиты; 5 — нефелиновые базаниты; 6 — щелочные трахиты; 7 — порфировые эссекситы; 8 — щелочные базальты.



## Петрохимические данные для существенно субмелалпикритовидных ассоциаций

Номер	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
<i>Щелочная базальтоидно-трахитоидно-субмелалпикритовидная ассоциация</i>										
Океан										
1а	40,57	3,17	11,84	8,14	5,85	12,57	12,29	3,34	1,12	0,92
	2,51	1,05	1,83	4,62	4,36	2,83	1,16	0,91	0,42	0,57
б	56,80	1,49	21,28	2,54	0,89	1,41	2,69	7,14	5,50	0,14
	3,58	1,65	2,25	1,57	1,11	1,39	1,67	2,12	0,77	0,14
в	45,73	2,33	17,10	5,88	4,24	6,13	9,55	5,29	2,94	0,63
	3,64	0,76	2,31	2,86	2,74	2,26	2,68	1,46	1,36	0,38
<i>Карбонатито-субмелалпикритовидные ассоциации</i>										
Платформы										
2а	39,89	4,74	9,16	6,91	5,68	11,60	14,64	2,03	4,31	0,87
	2,52	0,96	1,90	1,74	1,43	4,80	2,78	0,91	1,28	0,39
б	11,22	1,27	2,66	6,34	3,70	6,93	38,41	0,71	0,30	3,20
3а	39,24	4,70	7,15	6,25	11,18	16,84	8,53	0,68	4,69	0,49
	4,4	2,4	0,7	4,1	0,5	7,2	40,1	0,2	0,1	2,7

1. Неогеновая ассоциация островов Фернанду-ди-Норонья, Западная Атлантика [Mitchell-Thomé, 1970; Gunn, Watkins, 1976]. а. Субмелалпикритовидная группа (верхняя толща — формация Куиксаба; 19 ан.), в том числе нефелин- и анальцимсодержащие породы. Уклон пикритовый, умеренномагнийевый, повышенно-и высокощелочной, высоконатриевый, крайне высокоглиноземистый, весьма высокотитанистый. б. Щелочносалическая группа (11 ан.), в том числе нефелинсодержащие породы (фонолиты). Уклон повышенно-и высокощелочной, натриевый, весьма высокоглиноземистый. в. Базальтоидная группа (14 ан.), в том числе нефелин- и анальцимсодержащие породы. Уклон железомagneйевый, повышенно-и высокощелочной, натриевый.

2. Четвертичная ассоциация района Горо-Анколе, Уганда [Denaeyer e. a., 1965]. а. Субмелалпикритовидная группа (45 ан.), преимущественно лейцит- и нефелинсодержащие породы. Уклон пикритовый, умеренномагнийевый, высокощелочной, умереннокалиевый, весьма высокоглиноземистый, крайне высокотитанистый. б. Карбонатитовая группа (4 ан.), в том числе H<sub>2</sub>O<sup>-</sup> — 1,64%; H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> — 2,51; CO<sub>2</sub> — 19,6; MnO — 0,43; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 3,2; BaO — 0,33; SrO — 0,49%.

3. Позднепротерозойская (послегардарская) ассоциация района Квагсснарсуук, Южная Гренландия [Stewart, 1970]. а. Субмелалпикритовидная группа (3 ан.). б. Карбонатит (1 ан.), в том числе SrO — 0,4%; CO<sub>2</sub> — 36,4%.

ды — от афанитовых до обильнопорфировых, бесплагноклазовые, во вкрапленниках содержат оливин и клинопироксены (диопсид, авгит, эгиринавгит), часто также — перовскит, железотитановые рудные минералы, биотит, лейцит, апатит, иногда — калийсодержащий нефелин, мелилит, кальсилит, редко — клиноэнстатит. В основной массе кроме указанных минералов появляются анальцим, содалит, гаюин, нозеан, кальцит. Субмелалпикритовидная группа имеет высокощелочной, калиевый, весьма высокоглиноземистый, крайне высокотитанистый уклон. Повышено содержание фосфора. Породы нередко пересыщены щелочами (агнаитовые). В лавах отмечены включения биотитовых пород (глиммеритов), биотитовых перидотитов, биотитовых пироксенитов. Некоторые из последних обогащены апатитом (до 6 об. %), сфеном (до 16%).

Карбонатитовые туфобрекчии и резко подчиненные им (около 1%) карбонатитовые лавы слагают более 40 небольших конусов в зоне Казекере-Форт-Портал (на протяжении около 25 км), которые насажены на гнейсы, кварциты и филлиты докембрия и на четвертичные осадки. Кроме обломков пород фундамента в карбонатитовых брекчиях встречаются все-

нолиты пироксеновых гранулитов, кварц- и плагиоклазсодержащих эклогитов.

Лапиллиевые туфы состоят из фрагментов пористой карбонатитовой лавы с кристаллами биотита, реже авгита и оливина (с 70% форстеритовой молекулы). В лавовых потоках мощностью до 5 м карбонатиты имеют такситовые текстуры (напоминающие подушечные), плотные или пузыристые, с кальцитовыми или цеолитовыми миндалинами. Встречаются вкрапленники биотита (размером до 1 см) с включениями оливина и тонкими магнетит-перовскитовыми оторочками, редко — микровыделения клинопироксена.

Карбонатиты существенно кальцитовые; по данным химических анализов, в них довольно значительна силикатная составляющая (см. табл. 6; разновидности, сильно обогащенные ксеногенным силикатным материалом, исключены). Соотношение натрия и калия в карбонатитах изменчиво. Устанавливается повышенное содержание SrO (около 0,5 вес. % и больше), характерное для магматических карбонатитов, и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (выше 1%).

Позднепротерозойская (послегардарская) карбонатито-субмелалапикритоидная ассоциация района Квассиарсук, Южная Гренландия, выполняет многочисленные мелкие вулканические трубки в гранитах фундамента и в терригенных породах и базальтах гардарской серии платформенного чехла. Трубки выполнены вулканическими брекчиями силикатного и карбонатитового состава с подчиненными порфировыми и массивными силикатными породами, описанными как мончикиты, альнеиты, слюдистые пироксениты и другие, а также карбонатитами, которые первоначально интерпретировались как сильно карбонатизированные мелилитовые породы. Трубки сопровождаются покровом «известковистых туфов» (возможно, карбонатитовых) и подчиненными потоками миндалекаменных карбонатитовых лав, первоначально принятых за карбонатизированные лавы мелилитового состава [Stewart, 1970].

В составе мончикитов и слюдистых пироксенитов — клинопироксен, оливин, титаномагнетит, темная слюда, перовскит, апатит (до 1—3 об. %), карбонаты. По единичным химическим анализам (см. табл. 6) это пикритовые, умеренномагнезиевые, повышенно- и высокощелочные, калиевые, весьма высокотитанистые породы.

Из приведенной характеристики видно, что пикритоидные и существенно пикритоидные ассоциации имеют малые объемы, тяготеют в основном к древним материковым платформам, но встречаются и в другой геолого-тектонической обстановке. Платформенные пикритоиды охотно ассоциируются с карбонатитами. Мелалапикритоиды так называемых кимберлитовых ассоциаций оказываются в основном низкощелочными (хотя многими авторами принимались за щелочно-ультраосновные образования).

Мелалапикритоидными и существенно мелалапикритоидными ассоциациями древних платформ пока ограничивается известная промышленная алмазоносность, хотя некоторые перспективы сохраняются за неплатформенными ассоциациями.

Субмелалапикритоидные и существенно субмелалапикритоидные ассоциации не привлекали раньше внимания в качестве самостоятельного таксона магматических формаций и пока мало изучены. Распространенность их, наверное, значительно больше, чем представляется сейчас. Возможны, в частности, ассоциации с преобладанием низкощелочных субмелалапикритоидов.

Субмелалапикритоиды с включениями весьма высокобарических минералов и глубинных ультрамафических пород имеют интерес как возможный источник алмазов. Пироксениты, ассоциирующиеся со щелочными субмелалапикритоидами, перспективны на аккумуляционномагматические железотитановые и апатитовые руды. Карбонатиты продуктивны на многие виды руд (руды фосфора, стронция, бария, редких земель и др.).

## ФОРМАЦИИ БАЗАЛЬТОИДНЫЕ И СУЩЕСТВЕННО БАЗАЛЬТОИДНЫЕ

### БАЗАЛЬТОИДНЫЕ АССОЦИАЦИИ

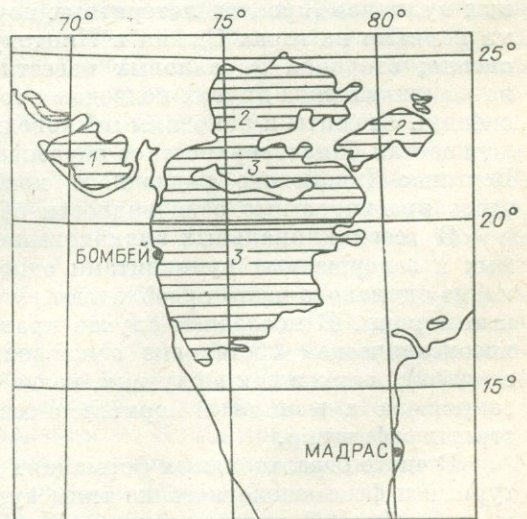
Базальтоидные ассоциации — наиболее распространенный класс вулканических ассоциаций. Они развиты гораздо больше, чем все другие простые по составу вулканические ассоциации вместе взятые, и значительно шире, чем следующий по распространенности класс — базальтоидные ассоциации с подчиненной кислой группой.

Чисто базальтоидные ассоциации наиболее широко представлены в областях открытого океана. На материковых платформах они потеснены базальтоидными ассоциациями с кислой группой, сильнее это выражено на внеплатформенных материково-шельфовых плато, в окраинных и средиземных морях, а также в геосинклинальных комплексах накоплений. Примечательна редкость чисто базальтоидных ассоциаций в упорядоченных орогенах.

В мезокайнозойских океанах, на древних платформах и материковых плато чисто базальтоидные ассоциации выдерживаются нередко в пределах площадей в десятки и даже сотни тысяч квадратных километров. Очень крупноареальные базальтоидные ассоциации известны на севере Сибирской платформы, на севере Главного поля траппов Декана (рис. 18), на плато Колумбия, на восточном побережье Северной Америки, в Северном Квинсленде и в других местах. Суммарная мощность накоплений в ассоциациях обычно составляет десятки или сотни метров, редко больше (около 1000 м в миоцене плато Колумбия и верхнем миоцене гор Стинз-Маунтин, Орегон, США; более 1000 м в верхнем девоне Тимана и Западного Притиманья; более 3000 м в предгрэнвилльской серии Копшермайн-Ривер), если не считать разрозненных построек центральных вулканов, которые часто бывают мощными.

Подводные базальтоидные ассоциации впадин океанов и морей разбурены пока на небольшие мощности, до сотен метров. По геоморфологическим и геофизическим данным и материалам драгирования, мощности базальтоидов в общем повышены в пределах региональных поднятий — подводных хребтов и пьедесталов островных цепей.

В геосинклинальных областях, упорядоченных орогенах, а также внешельфовых внутренних и окраинных морях ареалы (или палеоареалы) базальтоидов имеют обычно вытя-



Р и с. 18. Распространение траппов Декана.  
1 — северо-западное поле; 2 — северная часть Главного поля; 3 — южная часть Главного поля.

пугую форму. Площадь ареалов не превышает нескольких сотен или тысяч квадратных километров. Суммарные мощности базальтоидных накоплений бывают велики, достигая нескольких километров, часто при рядовых и иногда нерядовых составах (например, более 3000 м в поздне-меловой — эоценовой мелабазальтовой ассоциации Куту, Новая Гвинея; около 1500 м в поздне-меловой — палеогеновой щелочной натрокалиевой ассоциации Центральной Камчатки и в аналогичной по щелочности эйфельской ассоциации Сакмарской зоны Южного Урала). Базальтоидные ассоциации нерядовых составов (например, повышено- и высокощелочные, с фельдшатаоидами) имеют обычно малые объемы, относительно малые ареалы и мощности.

Базальтоидные ассоциации чехла древних платформ, материково-шельфовых плато и упорядоченных орогенов сопровождаются главным образом терригенными породами, имеющими признаки наземного и иногда мелководно-морского отложения. Здесь широко распространены (и, по-видимому, преобладают) случаи, когда суммарная мощность лав и их тефроидов в пределах ареала вулканической ассоциации больше, чем мощность синхронных осадков, т. е. вулканизм подавляет нормальное осадконакопление. Встречаются продукты экзотических подледных извержений (Берег Эйтса, Западная Антарктида).

Базальтоидные накопления открытого океана на островах, в скважинах на подводных горах и под абиссальными осадками впадин характеризуются отсутствием или малой примесью осадков аллохтонного поступления. Разрезы базальтоидных ассоциаций окраинных и внутренних морей лучше изучены на островах и в пьедесталах островных цепей, где лавы и тефроиды тоже резко подавляют или совсем вытесняют нормальные осадки. Весьма слабо, на редких островах и редкими донными буровыми колонками небольшой глубины изучены базальтоидные разрезы впадин внутренних и окраинных морей. Осадки, сопровождающие базальтоиды в открытом океане, с одной стороны, и в окраинных и внутренних морях — с другой, очень разнообразны, включают терригенную, кремнистую и карбонатную группы и в общем однотипны в обоих случаях. В частности, аналогичными могут быть кремнистые осадки, которые иногда оказываются практически единственной нормально-осадочной литофацией.

Подводные горы в океане нередко имеют признаки бывших субаэральных вулканов (прослой латеритных почв между базальтами с окисленными корками на горах Оджин и Нинтоку Северо-Западного хребта Тихого океана; оторочки коралловых известняков и абразионные поверхности на вершинах ряда других подводных гор Тихого, а также Атлантического океана). Лигниты и раковины мелководных организмов указывают на надводное или близповерхностное образование некоторых третичных осадков Восточно-Индийского подводного хребта, субаэральными могли быть здесь красноцветные разновидности базальтов.

В геосинклинальных вулканогенно-осадочных комплексах (начинаемых и завершаемых вулканитами одной региональной ассоциации) примерно одинаково часто преобладают вулканогенные и автохтонные осадочные породы. В последнем случае правомерно ставить вопрос о морской внеокеанической обстановке отложения (высокая скорость накопления осадков), так же как в случаях, когда существенно вулканогенная толща сопряжена с мощными нормально-осадочными толщами латерально и стратиграфически.

В чисто базальтоидных формациях проявлены практически все структурные и феноменологические типы вулканитов, известные для базальтоидов вообще. В связи с преобладающей меламазократовой тенденцией (см. ниже) здесь особенно широко проявлены трещинные и моногенно-центральные извержения, чаще развиты вулканические плато и несколько уменьшена роль полигенных центральных вулканов. Последние образуют

многочисленные изолированные подводные базальтовые горы на дне океана, окраинных и средиземных морей. Крупные центральные вулканы в пределах ареалов чисто базальтоидных ассоциаций известны в некоторых островных цепях окраинных морей (Северная зона Явы), на некоторых материковых плато (14 стратовулканов в плиоцен (?)—четвертичной лейкобазальтоидной ассоциации запада Папуа — Новой Гвинеи) и в упорядоченных орогенах (Центральное и Южное Чили). Мощность наземных индивидуальных потоков базальтовых лав составляет метры, иногда десятки метров, наиболее крупные из них прослеживаются на десятки километров.

Подушечные подводные текстуры потоков, особенно характерные для океанических и морских толщ, мало зависят от особенностей валового состава, но охотнее развиваются в слабонакристаллизованных лавах. Встречаются подводные и иногда подледные гиалокластиты.

В рассматриваемых ассоциациях в общем уменьшена эксплозивность; лавы обычно преобладают над тефроидами. По многочисленным описаниям текстур намечается статистическое увеличение пузыристости лав от глубоководных к наземным.

Инtratеллурическая накристаллизация лав значительно варьирует от одной ассоциации к другой. В большей части случаев порфиоровые базальтоиды присутствуют совместно с афировыми. Отмечается повышение порфиоровости от мела- и мезобазальтов к лейкобазальтоидам. В ряде ассоциаций порфиоровость заметно увеличивается от более ранних к более поздним излияниям (ассоциация Кэп-Стош, Северо-Восточная Гренландия; средний — верхний ордовик Западного Тарбагатая; Копспермайп-Ривер, Канада). Намечается некоторое увеличение порфиоровости базальтоидов от океанических областей к материковым и платформенным.

Региональный метаморфизм базальтоидных ассоциаций океанов, внутренних и окраинных морей, от четвертичных до среднемезозойских, не заходит дальше цеолитовой ступени и не сопровождается сильной альбитизацией полевых шпатов, если базальтоиды не подверглись глубокому захоронению и значительной складчатости.

Дозеленосланцевые ступени изменения с частичной (неравновесной) альбитизацией полевых шпатов отмечаются в некоторых третичных и мезозойских геосинклинальных базальтовых ассоциациях (Сахалин, Иран, Турция, о-ва Малаита), кое-где в палеозое (средний карбон Южно-Гиссарской зоны, Узбекистан) и даже в докембрии (формация Шали в Северной Индии с цеолитами в миндалилах). То же характерно для фанерозойских базальтоидных ассоциаций платформенного чехла и внеплатформенных материково-шельфовых плато. Довольно характерной особенностью низкотемпературных изменений цеолитовой ступени для вулканитов повышенной щелочности и калиевости являются новообразования калишпатов (санидин и др.), которые отлагаются в порах пород или замещают плагиоклаз. Такие изменения описаны, в частности, в ряде мезозойских ассоциаций дна океана и вполне могут быть связаны с переотложением химических компонентов калишпата внутри вулканогенной толщи.

Следующая дозеленосланцевая («пренит-пумпеллитовая») ступень метаморфизма и зеленосланцевая (актинолитовая), характеризующиеся региональной альбитизацией полевых шпатов, свойственны подавляющему большинству геосинклинальных базальтоидных ассоциаций фанерозоя и некоторым из докембрийских ассоциаций материковых плато, вовлеченных в глубокие погружения и складчатость. В них практически не сохранился оливин, но встречаются реликты клинопироксена и редко первичных плагиоклазов (от кислого андезина до битовнита).

В некоторых базальтоидах из геосинклинальных ассоциаций отмечается реликтовое вулканическое стекло (нижний — средний миоцен Юго-Восточного Сахалина; нижний мел — эоцен юго-восточной Панамы; мел — палеоген о-ва Малаита, Соломоновы острова; эйфель Сакмарской

зоны, Южный Урал; силур Зеленокаменной зоны Мугоджар). Силурийская базальтоидная ассоциация Мугоджар остается одним из наиболее интересных примеров, где зеленокаменные базальтоиды пренит-пумпелиитовой ступени метаморфизма с альбитовым перерождением плагиоклазов ассоциированы с малоизмененными, сходными по первичной структуре породами (стекловатые афаниты, реже скуднопорфировые породы), сохранившими смоляно-черное стекло. Петрохимическое сравнение (см. № 127 в табл. 7) ясно показывает, что, приблизительно сохраняя общую меланократовость, железистость, глиноземистость и титанистость, зеленокаменные metabазальтоиды приобретают заметно повышенную общую щелочность и натриевость.

Некоторые взятые геосинклинальные ассоциации докембрия отмечают переход в эпидот-амфиболитовую фацию метаморфизма (хаутаваарская серия Карелии) и в амфиболитовую (белетарская свита Южного Урала, медвежевская свита Северного Прибайкалья, серия Дхалма в Индии). Раннемезозойская геосинклинальная ассоциация зоны Анталыя в Турции изменена в глаукофан-жадеит-лавсонитовой фации. По данным табл. 7 охарактеризуем обобщенно составы базальтоидных ассоциаций. Выявляется прежде всего общая меланократовая тенденция базальтоидов — довольно резкое преобладание мезобазальтового и более меланократовых уклонов, вместе взятых (около 75 случаев), над лейкобазальтоидными (около 25 случаев). Однако вариации по меланократовости широки, вплоть до андезитового уклона (среднекарбонная «кварцево-латитовая толща» Южного Гиссара). Лейкократовые уклоны базальтоидов не слишком редки в ассоциациях материково-шельфовых плато и орогенов, крайних морей и геосинклинальных разрезов. Они зафиксированы также в нескольких ассоциациях Тихого океана (вал Зенкевича, подводная гора Гиакomini, о-в Сала-и-Гомес). Лейкобазальтоидный уклон явно нехарактерен для платформенных ассоциаций (отмечен только в аномальной юрской лейцититовой ассоциации Западного Кимберли). В океанах, на материковых платформах и плато отмечены ассоциации с наиболее меланократовыми уклонами — мелабазальтовым на подводных хребтах Рейкьянес и Кольбейнсей (Исландский), мелабазальтоидным в провинции Окленд Новой Зеландии, в Высоком Атласе и на Ушканных островах оз. Байкал, пикриобазальтовым в Северо-Восточной Сирии.

Распределение базальтоидов по меланократовости, как правило, оказывается квазиоднородным. К сравнительно редким исключениям относится миоцен-четвертичная ассоциация Гренадин, со значительным минимумом между базальтовыми и андезитовыми составами.

В соответствии с повышенной меланократовостью преобладают магниево-железистые уклоны (примерно в 60 ассоциациях против 30). Однако на платформах, в окраинных и внутренних морях, орогенах и геосинклинальных областях магниево-железистые уклоны отмечаются одинаково часто, а явное преобладание магневых свойственно только внеплатформенным материковым плато (22 случая против 3) и океанам (15 против 5). Зафиксированные в нескольких районах Тихого океана мезозойские железистые ассоциации варьируют от умеренно- до высокожелезистых (гора Гиакomini); некоторые из них — весьма крупноареальные (вал Зенкевича, поднятие Маркус-Неккер).

Щелочные уклоны, по-видимому, встречаются чаще, чем в базальтоидах всех вулканических ассоциаций вообще (около 30 случаев против 40 низкощелочных, или 30—55%); в выборку не включены metabазальтоидные комплексы с вторично повышенной щелочностью (вследствие региональной альбитизации плагиоклазов). Наиболее высока встречаемость щелочных уклонов в базальтоидных ассоциациях внеплатформенных материково-шельфовых плато (19 случаев против 8, или 50—85%). Преобладание низкощелочных уклонов отмечается для базальтоидных ассо-

## Петрохимические данные для базальтоидных ассоциаций

Номер	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
П л а т ф о р м ы										
1	43,27	3,11	12,51	7,12	6,56	10,52	11,23	3,57	1,46	0,60
	2,42	0,99	0,88	4,88	5,00	0,92	0,67	0,71	0,37	0,25
2	45,47	2,27	17,34	3,68	8,51	7,35	10,18	3,30	1,26	0,48
	1,45	0,45	2,44	1,14	0,97	2,46	0,92	0,63	0,41	0,20
3	50,13	2,81	13,23	3,40	10,67	5,58	10,65	2,47	0,53	0,31
	0,61	0,44	1,35	0,78	1,31	0,60	0,47	0,26	0,21	0,08
4	54,69	5,86	9,03	5,56	1,79	7,95	3,04	0,57	10,63	0,84
	3,40	0,95	1,48	1,07	0,73	2,63	1,18	0,30	1,50	0,57
5	49,87	2,57	14,99	5,66	8,24	4,95	8,00	3,11	1,76	0,68
	1,60	0,53	0,47	0,92	0,80	1,27	0,98	0,50	0,46	0,32
6	49,37	6,27	11,24	1,47	9,15	7,46	5,29	0,50	6,93	2,19
	0,43	0,41	0,47	0,39	0,10	0,41	1,58	0,35	0,38	0,22
7	51,19	1,66	15,06	4,19	8,47	6,01	10,27	2,27	0,58	—
	1,87	0,50	1,74	1,48	1,36	1,59	0,96	0,46	0,33	—
8	46,35	4,39	14,84	4,90	9,40	6,76	7,88	2,74	2,12	0,47
	2,03	0,74	1,17	3,50	3,48	1,28	2,74	0,90	1,67	0,11
9	50,30	2,09	14,63	5,98	7,19	6,13	8,85	3,16	1,20	0,25
	50,31	2,42	14,35	4,48	8,71	6,02	10,28	2,41	0,57	0,24
10	1,10	0,10	0,34	1,34	1,26	0,93	0,57	0,14	0,07	0,03
	50,46	2,16	15,51	2,89	6,42	7,63	7,27	4,25	2,62	0,68
11	1,10	0,14	0,85	1,02	1,05	0,89	0,50	0,39	0,54	0,10
	47,57	1,62	15,48	2,38	8,48	9,05	9,71	3,67	1,52	0,39
12	2,31	1,13	2,25	1,04	1,79	2,96	1,04	0,48	0,56	0,21
	50,37	2,26	17,74	3,96	5,89	6,86	7,76	3,21	1,79	—
13	2,04	0,23	1,87	0,89	0,90	0,47	0,22	0,37	0,31	—
	45,62	2,08	13,74	2,96	9,48	11,03	10,01	3,10	1,21	0,61
14	1,62	0,29	0,92	0,80	0,80	1,09	0,54	0,33	0,38	0,17
	45,69	2,74	13,72	3,08	8,12	9,90	8,82	4,35	2,41	0,97
15	0,57	0,13	0,50	0,53	0,42	0,92	0,20	0,65	0,29	0,15
	49,39	2,29	15,92	5,12	5,48	7,39	7,88	3,99	2,10	0,45
16	2,87	0,84	0,84	3,27	2,74	1,03	1,07	0,91	0,54	—
	55,01	0,99	16,80	3,08	4,58	5,56	7,77	3,35	2,18	0,53
17	4,35	0,28	1,34	1,09	1,65	2,84	1,53	0,50	0,44	0,15
	53,13	1,62	15,62	4,45	6,40	6,39	7,83	3,03	0,90	0,40
18	2,68	0,55	1,51	2,13	1,85	1,53	0,87	0,43	0,64	0,45
	47,58	2,10	15,86	4,41	6,30	7,34	9,77	3,98	1,97	0,46
19	2,37	0,51	1,73	1,74	1,19	2,12	1,51	0,86	0,53	0,31
	50,06	0,99	16,32	—	—	5,55	8,22	5,12	4,23	1,08
20	50,14	2,47	19,27	3,66	6,07	1,76	11,46	2,98	1,52	0,36
	3,15	0,16	2,37	4,21	1,84	0,34	4,39	0,27	0,59	0,19
21	49,27	1,86	15,39	4,04	6,65	8,19	8,26	3,82	1,79	0,57
	1,25	0,18	0,64	2,91	3,04	1,52	0,82	0,52	0,48	0,15
22	50,46	2,16	15,51	2,89	6,42	7,63	7,27	4,25	2,62	0,68
	1,10	0,14	0,85	1,02	1,05	0,89	0,50	0,39	0,54	0,10
12	47,57	1,62	15,48	2,38	8,48	9,05	9,71	3,67	1,52	0,39
	2,31	1,13	2,25	1,04	1,79	2,96	1,04	0,48	0,56	0,21
13	50,37	2,26	17,74	3,96	5,89	6,86	7,76	3,21	1,79	—
	2,04	0,23	1,87	0,89	0,90	0,47	0,22	0,37	0,31	—
14	45,62	2,08	13,74	2,96	9,48	11,03	10,01	3,10	1,21	0,61
	1,62	0,29	0,92	0,80	0,80	1,09	0,54	0,33	0,38	0,17
15	45,69	2,74	13,72	3,08	8,12	9,90	8,82	4,35	2,41	0,97
	0,57	0,13	0,50	0,53	0,42	0,92	0,20	0,65	0,29	0,15
16	49,39	2,29	15,92	5,12	5,48	7,39	7,88	3,99	2,10	0,45
	2,87	0,84	0,84	3,27	2,74	1,03	1,07	0,91	0,54	—
17	55,01	0,99	16,80	3,08	4,58	5,56	7,77	3,35	2,18	0,53
	4,35	0,28	1,34	1,09	1,65	2,84	1,53	0,50	0,44	0,15
18	53,13	1,62	15,62	4,45	6,40	6,39	7,83	3,03	0,90	0,40
	2,68	0,55	1,51	2,13	1,85	1,53	0,87	0,43	0,64	0,45
19	47,58	2,10	15,86	4,41	6,30	7,34	9,77	3,98	1,97	0,46
	2,37	0,51	1,73	1,74	1,19	2,12	1,51	0,86	0,53	0,31
20	50,06	0,99	16,32	—	—	5,55	8,22	5,12	4,23	1,08
	50,14	2,47	19,27	3,66	6,07	1,76	11,46	2,98	1,52	0,36
21	3,15	0,16	2,37	4,21	1,84	0,34	4,39	0,27	0,59	0,19
	49,27	1,86	15,39	4,04	6,65	8,19	8,26	3,82	1,79	0,57
22	1,25	0,18	0,64	2,91	3,04	1,52	0,82	0,52	0,48	0,15

Продолжение табл. 7

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
23	54,84	1,19	16,63	—	7,64	5,09	8,18	3,23	1,85	0,38
	4,14	0,22	0,75	—	1,38	1,87	1,49	0,37	0,80	0,13
24	51,13	2,27	14,22	—	11,45	7,91	8,55	3,15	0,87	0,30
	54,98	1,50	13,62	3,11	7,20	6,44	7,93	3,74	1,27	—
25	3,88	0,26	0,05	1,74	0,86	1,70	0,82	0,15	0,10	—
	47,89	2,32	14,58	6,46	5,33	8,16	10,23	3,27	0,83	0,77
26a	4,26	0,53	1,11	2,69	2,24	1,92	1,87	0,50	0,61	0,52
	52,69	1,87	14,96	4,74	6,42	5,67	9,09	2,98	0,20	0,25
б	0,83	0,18	0,45	1,74	1,54	0,71	0,59	0,19	0,07	0,09
	44,92	2,61	14,35	7,52	4,66	9,08	10,94	3,45	1,22	1,08
в	2,32	0,47	1,33	2,65	2,36	1,86	2,04	0,56	0,44	0,40
	46,51	2,33	15,66	5,15	7,38	6,74	11,18	3,14	1,16	0,64
27	3,64	0,66	1,33	1,56	2,09	1,49	1,34	0,45	0,31	0,64
	51,01	1,29	16,51	2,78	8,36	7,13	8,75	3,07	0,76	0,19
28a	1,24	0,19	0,59	0,97	1,22	0,69	0,50	0,26	0,40	0,06
	63,47	0,70	15,66	3,01	2,55	2,62	4,58	3,99	2,95	0,39
29	52,20	1,36	16,70	4,03	6,50	6,19	7,78	3,51	1,32	0,27
30	49,23	2,30	16,52	5,54	7,09	4,92	8,97	3,55	1,25	0,46
31	53,07	2,19	14,23	2,87	9,49	4,87	8,61	2,82	1,19	0,39
	1,89	0,64	0,73	1,21	1,30	1,16	1,26	0,34	0,45	0,15
32	58,57	0,88	16,79	2,48	3,69	4,35	6,52	3,82	2,59	0,18
	3,07	0,31	1,37	1,07	1,46	1,24	1,37	0,65	0,37	0,16
33	47,30	2,25	14,64	4,04	8,81	8,45	9,79	3,15	1,03	0,45
	1,55	0,40	1,02	2,49	2,97	1,82	0,81	0,45	0,24	—
34	50,35	2,43	15,03	4,18	6,20	6,45	7,99	4,09	3,11	—
	3,12	0,34	1,17	2,15	1,95	2,31	1,44	0,84	0,88	—
35	44,95	2,33	14,15	5,52	7,57	11,23	10,83	1,21	1,86	—
	1,08	0,09	1,21	1,54	1,36	0,65	0,98	0,59	0,86	—
36	49,06	1,32	15,77	4,12	7,39	9,67	8,21	3,33	0,65	0,29
	0,92	0,20	1,15	2,48	2,31	2,04	0,80	0,59	0,13	0,13
37	50,40	2,33	14,76	4,84	8,15	5,37	10,96	2,44	0,28	0,25
	0,78	0,49	0,57	1,24	1,26	1,06	0,74	0,23	0,19	0,06
38	53,68	1,16	17,14	4,17	5,08	5,18	7,73	3,61	1,76	0,34
39	52,88	1,25	14,12	—	10,00	7,92	10,65	2,14	0,53	—
40	52,74	1,11	14,68	—	10,50	7,43	9,84	2,37	0,82	—
41	49,05	0,68	16,15	—	10,89	10,01	10,32	2,13	0,29	—
42	47,65	1,64	17,44	4,54	7,23	8,19	9,95	2,34	0,61	0,18
	52,92	1,62	16,27	10,02	0,42	4,60	5,49	2,55	5,58	—
43	3,44	0,45	1,75	3,05	0,96	2,30	3,59	1,06	2,92	—
	47,57	2,23	14,87	7,15	4,81	8,60	9,96	2,84	1,30	0,48
44	1,76	0,31	0,90	2,94	2,78	1,50	0,59	0,54	0,31	0,21
	49,55	1,00	16,42	1,33	11,42	6,43	10,26	2,80	0,53	0,18
45	0,96	0,13	1,57	0,81	1,23	1,02	1,23	0,52	0,25	—
	50,84	2,26	13,64	5,67	7,86	6,91	7,93	2,97	1,47	0,24
46	2,57	0,73	1,04	1,93	2,04	1,77	1,86	0,68	0,82	0,17
	51,06	1,53	14,41	6,23	7,63	7,76	7,38	3,14	0,54	0,11
48	50,01	1,16	14,74	11,90	2,29	8,17	6,63	3,92	0,95	0,07

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Параллельноупорядоченные орогены										
49	57,55	1,0	17,77	3,13	4,24	3,63	6,36	4,14	1,72	0,32
50	53,70	0,95	15,88	4,10	4,04	6,93	7,92	2,98	2,85	0,49
	3,71	0,21	2,41	1,86	1,61	2,93	2,07	0,79	0,88	0,22
51	54,56	2,30	13,99	2,76	10,14	3,74	7,33	3,20	1,32	0,46
	2,05	0,46	0,49	1,13	1,06	0,53	0,70	0,22	0,36	0,15
52	54,94	1,84	15,97	5,38	4,36	4,06	6,75	3,26	2,56	0,80
	3,33	0,53	1,27	2,63	2,62	2,38	1,30	0,34	0,68	0,39
53	53,33	1,85	16,85	6,36	3,14	3,28	6,60	4,16	3,26	1,05
	2,05	0,64	1,04	1,94	1,91	1,09	1,84	0,99	0,92	0,42
Внутренние и окраинные моря										
54	51,43	0,94	17,75	4,49	6,27	4,95	10,50	2,74	0,68	0,13
	1,51	0,18	1,45	1,37	1,40	0,89	0,81	0,21	0,10	0,08
55	48,99	2,93	16,06	1,81	8,55	7,12	8,43	3,92	1,45	0,61
	1,27	0,70	0,21	0,44	0,43	0,72	0,76	0,18	0,27	0,28
56	54,88	1,03	17,41	4,21	4,65	3,60	8,80	3,39	1,86	—
57	60,10	0,82	17,40	2,63	3,90	1,23	3,33	5,91	4,03	0,43
	1,02	0,18	0,72	1,60	1,46	0,29	0,18	0,45	0,30	0,11
58	56,15	0,47	17,85	4,07	4,07	3,89	7,89	3,67	1,61	0,17
	5,06	0,21	1,19	1,61	1,85	1,45	2,20	0,53	0,78	0,09
59	49,53	2,40	15,73	2,74	8,03	6,44	9,70	3,73	0,89	0,61
	2,18	0,64	1,03	1,34	1,22	3,49	1,50	0,73	0,31	0,25
60	53,93	0,55	16,60	4,21	5,28	5,71	10,06	2,40	0,92	0,18
	2,51	0,25	1,74	1,33	1,73	2,33	1,28	0,40	0,30	0,05
61	52,84	0,83	17,82	2,52	5,42	6,34	10,0	3,03	0,98	0,17
62	49,66	1,36	15,55	3,73	6,89	7,36	12,37	2,58	0,16	0,15
	49,97	1,72	15,62	3,11	8,26	6,57	11,33	2,78	0,34	0,24
63	0,77	0,42	1,79	2,32	2,20	1,57	0,89	0,41	0,12	—
	49,22	1,21	18,29	5,15	3,55	8,28	10,29	3,38	0,30	0,16
64	2,24	0,33	1,29	1,06	1,08	1,62	1,92	0,71	0,05	0,06
	55,67	0,91	18,44	4,26	4,11	3,58	8,21	3,50	1,13	0,19
66	57,77	0,28	14,80	1,05	6,55	8,72	7,58	2,34	0,67	0,05
	2,14	0,03	2,20	0,56	1,11	3,40	1,43	0,77	0,32	0,01
67	48,78	2,27	15,63	6,05	6,86	7,49	9,33	2,80	0,39	0,20
	1,18	0,76	1,32	2,00	1,43	1,72	2,00	0,37	0,18	—
68	51,23	1,68	16,35	2,61	6,39	7,79	9,47	3,94	0,20	0,15
	1,14	0,27	0,73	0,59	0,58	0,51	0,91	0,65	0,03	0,03
69	55,06	1,37	18,78	6,19	2,83	3,04	7,32	3,58	1,71	—
	4,05	0,21	1,16	1,79	0,58	1,17	1,70	0,48	0,63	—
70	49,97	1,69	17,28	6,06	4,04	6,29	11,11	3,03	0,19	0,17
	0,65	0,11	2,46	0,64	1,36	1,01	1,60	0,09	0,07	0,03
71	49,24	1,43	15,33	5,84	5,95	7,58	11,56	2,22	0,41	0,12
	0,74	0,51	1,25	2,10	0,90	0,86	2,03	0,46	0,61	0,06
Океаны										
72a	50,63	1,15	16,75	—	9,49	7,48	10,94	2,88	0,50	0,22
	0,79	0,09	0,92	—	0,46	1,45	0,39	0,28	0,11	—

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
б	50,50	1,65	15,23	—	10,28	7,58	11,72	2,75	0,14	0,15
	0,25	0,36	0,75	—	1,06	0,49	0,44	0,08	0,05	0,04
73a	50,14	2,04	14,48	—	12,41	6,78	11,12	2,78	0,12	—
	1,10	0,55	1,60	—	1,76	0,85	0,71	0,24	0,06	—
б	50,47	1,85	14,74	—	11,97	6,98	10,93	2,68	0,21	0,16
	0,72	0,32	1,00	—	0,76	0,68	0,88	0,19	0,12	0,04
74	50,73	1,53	16,41	—	9,70	7,38	11,42	2,61	0,21	—
	1,30	0,29	0,97	—	1,48	0,68	1,68	0,39	0,16	—
75	53,09	1,97	18,21	4,59	4,30	4,02	5,43	4,87	2,76	0,98
	1,46	0,55	0,95	2,20	1,68	0,93	1,07	0,52	0,35	—
76a	48,99	1,26	16,34	—	10,05	8,37	11,63	2,67	0,16	0,14
	0,82	0,49	1,50	—	1,89	1,49	1,28	0,45	0,09	0,07
б	50,42	1,06	16,17	—	9,11	8,40	12,49	2,21	0,07	0,07
	0,40	0,08	0,36	—	0,22	0,23	0,20	0,05	0,02	0,02
77	49,84	1,45	17,56	3,44	5,84	7,23	11,42	2,57	0,37	0,20
	1,20	0,55	1,77	3,26	1,68	1,44	1,84	0,42	0,31	—
78	49,92	1,34	14,31	2,51	9,75	7,90	11,65	2,05	0,21	0,16
	0,73	0,58	0,59	0,80	1,17	1,17	0,59	0,23	0,08	0,07
79	48,93	1,56	14,39	4,17	8,19	7,74	11,96	2,43	0,27	0,15
	0,95	0,25	0,51	1,34	0,57	0,56	0,50	0,11	0,11	0,04
80a	49,70	1,58	15,50	4,05	6,83	7,27	11,82	2,77	0,20	0,14
	0,46	0,34	0,82	1,57	1,34	0,67	0,87	0,34	0,13	—
б	49,86	1,81	15,96	3,22	7,22	7,37	11,07	2,99	0,23	0,12
	0,52	0,33	0,74	1,61	1,57	0,76	0,37	0,29	0,16	—
в	49,58	1,34	14,96	4,88	6,44	7,17	12,58	2,55	0,16	0,15
	0,40	0,11	0,34	1,03	0,99	0,57	0,44	0,22	0,10	—
81	49,46	1,44	15,48	5,35	5,35	7,55	12,29	2,49	0,36	0,09
	0,50	0,01	0,40	0,58	1,21	0,20	0,86	0,34	0,10	0,06
82	48,44	2,27	14,11	5,83	7,64	7,39	10,97	2,56	0,38	0,23
	0,84	0,63	1,37	1,40	1,82	1,03	1,21	0,16	0,14	0,07
83	50,50	2,18	14,17	4,48	7,94	6,37	10,91	2,81	0,22	0,21
	0,60	0,38	1,22	1,53	2,68	0,34	0,90	0,16	0,10	0,04
84	50,44	1,84	14,63	3,50	7,47	7,01	11,67	2,91	0,19	0,15
	0,32	0,31	0,33	1,46	1,35	0,55	0,66	0,19	0,15	0,04
85	49,71	1,42	16,10	—	9,11	7,70	11,85	2,56	0,24	0,14
	0,45	0,19	1,02	—	0,73	0,63	0,54	0,16	0,05	0,02
86	50,44	1,62	14,39	1,22	9,91	7,62	11,87	2,38	0,15	0,19
	0,73	0,26	1,00	0,17	1,37	0,88	0,99	0,30	0,09	0,03
87	51,15	1,74	14,99	0,93	9,12	6,74	11,85	2,90	0,20	0,20
	0,52	0,39	0,99	0,46	0,82	1,09	0,44	0,37	0,13	0,01
88a	50,60	1,92	15,68	5,15	6,89	6,21	9,64	2,88	0,73	0,29
	2,98	0,69	1,80	2,10	1,94	2,19	2,11	0,62	0,50	—
б	51,21	1,63	16,86	—	8,29	7,10	10,80	2,96	0,90	0,25
	0,60	0,28	0,68	—	0,47	0,22	0,43	0,36	0,23	0,06
89	48,84	1,87	16,35	9,06	4,32	4,69	11,06	2,66	0,83	0,21
	0,62	0,15	1,38	2,95	2,09	1,55	1,42	0,21	0,30	0,08
90	48,96	2,96	16,44	—	11,66	4,38	7,77	3,91	1,48	1,00
	1,15	0,21	12,7	—	1,02	1,05	1,39	0,55	0,39	0,39

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
91	50,63	0,93	16,63	4,36	5,05	8,33	10,95	2,46	0,48	—
	1,21	0,19	1,21	0,99	1,06	0,58	0,86	0,39	0,34	
92	50,67	2,93	16,29	6,36	2,60	5,27	8,05	3,78	3,29	0,61
	4,56	0,67	2,02	1,70	1,46	2,79	3,04	0,86	2,14	0,29
93	50,66	1,47	15,33	—	9,75	7,43	11,16	2,77	0,36	—
	0,98	0,33	1,15	—	0,87	1,20	2,17	0,55	0,50	
94	45,88	3,00	14,48	4,95	8,56	7,22	10,95	2,67	1,40	0,69
	4,09	0,84	1,47	3,54	2,81	1,29	2,19	0,65	0,55	0,21
95	50,76	1,29	15,32	2,80	6,91	8,04	12,04	2,28	0,22	0,13
	0,45	0,74	1,24	1,01	2,02	1,12	1,11	0,27	0,20	0,07
96	49,26	1,06	17,62	5,77	4,17	7,60	9,36	2,60	2,32	0,24
	1,12	0,89	1,07	1,76	1,93	2,24	2,47	0,90	0,83	0,27
97	50,47	1,10	16,20	4,00	5,37	7,99	11,23	2,57	0,71	0,15
	1,88	0,19	1,78	2,56	1,73	1,74	1,44	0,58	0,53	0,06
98	52,09	1,71	18,06	9,65	1,30	4,26	7,10	2,68	2,83	0,22
	1,81	0,38	2,93	1,90	1,39	1,68	4,73	0,38	1,52	—
99	47,19	2,81	16,78	9,71	2,98	4,97	9,36	3,38	2,19	0,46
	3,80	0,92	2,08	3,88	1,35	2,48	2,86	0,96	1,48	0,27
100	48,47	3,40	14,77	5,95	5,45	6,60	8,73	4,07	1,73	0,60
	3,09	1,24	0,84	1,26	1,60	1,22	1,84	0,39	1,22	0,50
101	48,28	1,07	15,58	4,89	7,04	7,84	10,98	3,32	0,72	0,09
	1,25	0,05	0,49	1,10	1,41	0,93	2,03	0,40	0,93	0,01
102	51,51	0,82	18,30	11,07	1,77	2,33	7,64	3,23	3,04	0,18
	1,22	0,14	1,35	2,05	1,30	1,09	2,39	0,34	1,08	0,05
103	50,58	2,66	13,92	4,90	7,41	6,15	10,51	2,90	0,49	0,27
	0,42	0,62	0,89	1,89	2,19	0,71	0,75	0,26	0,61	0,07
104	49,87	1,03	15,90	—	9,91	8,19	12,43	2,24	0,27	—
	1,26	0,15	0,85	—	1,21	0,84	1,81	0,29	0,26	
105	48,03	1,78	15,30	—	13,71	8,41	9,01	2,48	0,32	0,19
	1,18	0,18	0,64	—	1,29	1,26	1,29	0,21	0,12	0,07

## Геосинклинальные области

106	57,56	0,82	17,53	3,23	4,17	4,37	7,49	3,45	1,00	0,12
	58,73	0,76	19,33	—	5,55	2,73	7,66	3,95	1,29	—
107	3,44	0,19	1,08	—	1,67	1,68	1,29	0,41	0,55	—
	52,00	0,97	18,14	4,66	3,82	4,99	8,44	3,76	2,46	0,56
108	2,84	0,24	1,63	1,69	1,47	1,63	2,06	0,96	0,91	0,18
	51,27	2,90	13,38	5,25	5,15	7,39	8,41	2,96	1,95	0,91
109	1,94	0,54	1,80	1,53	1,71	1,90	1,54	0,31	0,66	0,32
	51,62	0,75	15,57	5,27	4,89	5,83	9,14	2,88	3,58	0,28
110	3,10	0,29	2,48	1,59	1,08	1,95	2,44	0,99	1,42	0,22
	53,01	1,12	14,32	—	10,83	7,23	10,03	2,84	0,44	—
111	1,90	0,62	1,28	—	1,68	1,91	1,66	0,61	0,37	—
	53,42	1,37	15,17	—	10,19	5,77	10,61	2,86	0,45	—
112	2,02	0,50	1,77	—	2,49	2,49	1,54	1,52	0,67	—
	54,05	0,69	17,45	—	10,36	4,92	7,83	4,34	0,37	—
113	49,03	1,55	13,93	6,08	6,95	7,45	11,65	2,33	0,39	0,39
	2,92	0,41	0,91	1,61	2,02	1,26	1,59	0,12	0,48	0,50
114	52,73	1,40	15,91	1,70	7,60	6,90	10,01	3,10	0,44	0,06
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
116	50,81	1,38	14,43	4,35	6,67	5,98	11,74	3,93	0,39	0,13
	1,86	0,12	0,54	1,61	1,01	1,50	0,89	0,93	0,19	0,03
117	48,54	2,72	16,21	10,71	0,69	5,15	10,13	3,99	1,62	—
	3,38	0,73	1,70	2,39	1,73	2,00	2,39	1,11	1,05	—
118	50,48	1,60	16,56	3,80	5,66	7,77	8,78	4,51	0,43	0,25
	1,14	0,34	1,01	1,15	1,21	1,10	1,62	0,68	0,37	0,06
119	52,70	2,17	17,03	2,10	9,23	6,48	4,93	3,97	0,88	0,32
	3,83	0,72	1,75	1,45	2,39	2,46	2,56	1,39	1,18	0,23
120	51,64	1,32	16,01	4,08	5,99	6,08	10,12	3,89	0,52	0,20
	2,44	0,51	1,40	1,81	2,98	0,90	3,02	1,12	0,55	0,17
121	49,96	1,65	16,64	2,65	8,44	7,23	9,14	3,10	0,81	0,20
	2,19	0,75	1,36	1,72	2,18	2,13	2,24	0,93	0,79	0,17
122	49,11	2,46	14,56	3,91	9,57	6,95	8,37	3,27	1,31	0,34
123	51,69	1,89	15,77	6,02	6,34	5,76	7,31	4,17	0,58	0,25
124	55,55	0,89	17,37	3,92	3,58	4,00	4,97	3,56	5,58	0,45
125	52,33	0,93	16,10	5,01	5,87	6,56	8,39	4,01	0,50	0,13
126	54,62	0,82	16,19	3,02	6,43	5,68	8,71	3,52	1,03	0,09
	3,62	0,18	1,33	1,35	1,49	2,35	1,70	0,99	0,77	0,07
127a	53,42	1,73	14,59	5,26	7,20	5,68	7,45	4,00	0,24	0,25
б	53,06	2,35	13,79	6,23	9,30	3,57	6,93	2,35	1,76	0,42
в	53,62	2,27	13,39	6,63	7,86	3,01	7,79	4,86	0,05	0,31
128	55,11	1,20	17,56	4,73	4,89	3,43	6,95	3,31	2,15	0,51
	4,12	0,38	1,37	1,41	1,96	1,18	1,88	0,98	1,13	0,23
129	51,73	1,73	17,26	4,82	6,23	5,27	7,47	3,75	1,18	0,38
	2,94	0,82	1,69	1,82	1,90	1,84	1,47	0,97	0,85	0,27
130	54,76	0,75	17,75	4,65	4,26	4,34	6,90	4,15	2,20	0,33
131	50,83	2,33	15,36	6,48	6,10	5,73	8,82	3,01	0,63	0,45
	2,19	0,86	1,58	3,55	2,12	1,33	1,86	0,42	0,62	0,43
132	48,35	2,18	15,28	3,42	8,38	7,91	9,58	3,77	0,71	0,26
	3,02	0,33	1,24	1,38	2,21	2,54	1,74	1,29	0,53	0,20
133	50,30	1,28	15,78	3,50	7,96	6,89	9,20	3,30	1,30	0,28
	3,24	0,94	2,83	2,33	2,72	2,66	2,62	1,33	1,01	0,16
134	51,23	2,02	15,53	3,09	7,73	6,45	9,52	3,53	0,45	0,26
135	52,49	2,81	16,50	4,18	6,78	5,85	4,74	3,25	2,67	—
136	50,26	3,35	13,43	6,67	7,41	4,50	8,42	3,69	1,39	0,68
	3,86	1,36	1,14	2,09	1,87	0,98	1,20	0,63	0,56	0,62
137	52,37	1,57	14,05	6,92	6,44	5,50	8,26	4,12	0,42	0,19
	2,68	0,36	1,28	3,41	1,98	1,96	2,66	1,30	0,48	0,15
138	49,45	0,87	14,68	5,96	7,36	6,95	11,28	2,85	0,41	0,10
	1,51	0,32	2,54	2,93	1,72	1,54	2,73	0,71	0,46	—
139	48,42	2,49	15,52	3,56	10,05	6,76	8,23	3,28	1,14	0,34
	2,94	0,84	1,98	2,73	2,60	2,23	2,64	1,06	0,80	0,26
140	50,90	1,97	15,69	2,97	8,50	7,10	8,32	3,24	0,80	0,37
	3,02	0,84	1,82	1,55	2,23	2,14	2,71	1,09	0,75	0,19
141	52,32	1,38	15,51	2,68	8,01	6,68	8,96	3,40	0,75	0,17
	2,84	0,52	1,48	1,12	1,83	1,70	2,63	0,96	0,61	0,15

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
142	49,98	1,88	14,27	3,51	11,16	7,11	8,22	3,29	0,25	0,15
	2,60	0,69	1,42	1,30	2,24	1,00	2,13	1,05	0,14	0,11
143	50,41	0,76	16,05	—	10,47	7,34	10,70	2,67	0,19	—
144	50,19	1,28	14,69	3,61	9,06	7,48	9,99	3,15	0,29	0,16
	2,74	0,67	1,43	1,26	1,74	1,76	2,22	0,96	0,30	0,04
145	53,12	0,84	14,56	2,03	8,14	7,06	11,68	2,16	0,19	—
146	53,30	1,29	13,73	3,13	9,97	7,68	5,63	4,61	0,36	0,11
	2,68	0,28	1,59	1,01	1,82	1,01	1,78	0,70	0,47	0,02
147	55,95	0,89	14,01	3,70	7,37	5,52	7,42	3,36	1,54	0,08
	4,67	0,32	1,06	2,09	2,37	2,40	2,23	0,80	1,04	0,09
148	56,13	1,19	15,14	2,25	8,53	7,38	3,13	3,79	2,12	—
	1,21	0,42	0,87	1,45	1,63	1,41	1,93	1,08	0,88	—
149	52,15	0,57	15,20	1,54	8,70	6,25	12,19	2,26	0,58	0,53
	2,18	0,27	1,74	0,61	1,11	1,75	2,09	0,79	0,42	0,20

1. Неоген-четвертичная ассоциация Северо-Восточной Сибири (9 ан.; [Сирия, 1969]), в том числе нефелин- и анальцимсодержащие породы.

2. Неоген-четвертичная ассоциация Юго-Западной Сибири (33 ан.; [Сирия, 1969]), в том числе нефелин- и анальцимсодержащие породы.

3. Позднемеловая — эоценовая ассоциация северной части Главного поля траппов Декана (31 ан.; [Вембан, 1950; Sukheswala, Poldervaart, 1958; Prasad, 1972; Alexander, Paul, 1977]).

4. Юрская умереннощелочная ассоциация района Западный Кимберли, Австралия (32 ан.; [Prider, 1960; Derrick, Gellatly, 1972; Joplin, 1975; и др.]), лейцитсодержащие породы.

5. Позднепермская (нижняя) ассоциация запада Предтаймырской и примыкающей части Путоранской зон, Сибирская платформа (135 ан.; [Петрология и перспективы..., 1978]).

6. Позднепалеозойская ассоциация района Дарджилинг, Сикким, Гималаи (4 ан.; [Sinha Roy, Furnes, 1978]).

7. Позднедевонская ассоциация Тимана и Западного Притиманья (59 ан.; [Ивенсен, 1964; Разницына, 1964; Данилов, Скрипниченко, 1976]).

8. Венд-раннекембрийская (?) ассоциация хатыспытской и туркгутской свит, Оленекское поднятие, северо-восток Сибирской платформы (9 ан.; [Леонов, Гогина, 1968; Протерозой..., 1979]).

9. Позднерифейско-раннекембрийская ассоциация юго-восточного Лабрадора и северной части о-ва Ньюфаундленд (32 ан.; [Strong, 1974]).

10. Среднерифейская ассоциация арымасской свиты, Оленекское поднятие, Сибирская платформа (11 ан.; [Протерозой..., 1979]).

11. Четвертичная ассоциация островов северо-восточной части Торресова пролива (19 ан.; [Willmott e. a., 1973]).

12. Четвертичная ассоциация мыса Наварин, Корякское нагорье (11 ан.; [Занюков и др., 1977]).

13. Третичная ассоциация Дзабханского района, Северная Монголия (9 ан.; [Кежежинскас, 1979; и др.]).

14. Четвертичная ассоциация провинции Окленд, Северный остров, Новая Зеландия (19 ан.; [Searle, 1960, 1961; Rodgers e. a., 1975]), в том числе нефелинсодержащие породы.

15. Четвертичная ассоциация Земли Андре, Шпицберген (5 ан.; [Ковалева, Буров, 1976]). в том числе анальцимсодержащие породы.

16. Четвертичная ассоциация Северо-Восточного Приколымья (34 ан.;  $P_2O_5$  — 22 ан.; [Устиев, 1961; Рудич, 1964; Довгаль, Часовитин, 1965; Городинский и др., 1975]).

17. Плиоцен (?) — четвертичная ассоциация западной части Папуа, Новая Гвинея (30 ан.; [Mackenzie, Chappell, 1972; Mackenzie, 1976]).

18. Плиоцен-четвертичная ассоциация Шуфанского и Шкотовского плато, Южное Приморье (93 ан.; [Фролова и др., 1978; Баскина, 1979; и др.]).

19. Плиоцен-четвертичная ассоциация Юго-Восточной Австрии, Венгрии и Словакии (38 ан.; [Heritsch, 1967; Panto, 1968; Forgacs, 19706]), в том числе нефелинсодержащие породы.

20. Плиоцен-четвертичная ассоциация Сарлогского района, Северный Афганистан (11 ан.; [Вихтер и др., 1977]), в том числе лейцитосодержащие породы.
21. Плиоцен-четвертичная ассоциация Среднего Атласа, Марокко (4 ан.; [Cherotzky, 1975]), в том числе нефелин- и гаюинсодержащие породы.
22. Плиоцен-четвертичная ассоциация Северного Квинсленда, Австралия (18 ан.; [Stephenson, Griffin, 1976]).
23. Плиоцен-четвертичная ассоциация восточной окраины Большого бассейна, США (20 ан.; [Clark, 1977]).
24. Позднекайнозойская ассоциация о. Пэнху, север Южно-Китайского моря (44 ан.; [Сахно и др., 1976]).
25. Кайнозойская ассоциация района Халхингол, Восточная Монголия (9 ан.; [Кежежинскас, 1979]).
26. Неоген-четвертичная ассоциация района Иблеа, Сицилия [Romano, Villari, 1973; Cristofolini, Battaglia, 1975; Battaglia e. a., 1976]. а. Базальтоиды, сводная выборка (34 ан.), в том числе нефелинсодержащие породы. б. Базальтоиды низкощелочные (13 ан.). в. Базальтоиды щелочные (21 ан.).
27. Неоген-четвертичная ассоциация Северо-Западной Сибири (10 ан.; [Сирия, 1969]).
28. Плиоценовая ассоциация впадины Рио-Гранде, Нью Мексико, США [Aoki, 1967; Lirman, 1969; Lirman, Mehnert, 1975]. а. Базальты (22 ан.). б. Андезит (1 ан.).
29. Плиоценовая ассоциация Нельминского плато, Приморье (31 ан.; [Олейников, 1976; и др.]).
30. Позднемиоценовая ассоциация гор Стиз-Маунтин, Орегон, США (64 ан.; [Gunn, Watkins, 1970]).
31. Миоценовая ассоциация плато Колумбия (66 ан.; [Кинг, 1972; Snaveley e. a., 1973; McDougall, 1976]).
32. Неогеновая ассоциация западной части Эгейского моря (западное побережье и острова Северные Спорады: Эвбея, Скирос, Локрис, Ликады; 34 ан.; [Paraskevopoulos, 1956]).
33. Неогеновая ассоциация гор Хадсон и Джонс и о. Петра I, Западная Антарктида (24 ан.;  $P_2O_5$  — 19 ан.; [Лопатин, Поляков, 1976]).
34. Олигоцен-четвертичная ассоциация Центральной Монголии (136 ан.; [Кежежинскас, 1979]). в том числе лейцит- и анальцимсодержащие породы.
35. Палеогеновая (?) ассоциация Ушканьих островов, оз. Байкал (7 ан.; [Ескин и др., 1978; и др.]).
36. Палеогеновая ассоциация Земли Андре, Шницберген (20 ан.; [Ковалева, Буров, 1976]), в том числе анальцимсодержащие породы.
37. Палеогеновая ассоциация района Кэн-Стош, Северо-Восточная Гренландия (14 ан.; [Noe-Nygaard, Pedersen, 1974]).
38. Палеогеновая ассоциация Пенжинско-Анадырского сектора Охотско-Чукотского пояса (26 ан.; [Агентов и др., 1978]).
39. Триасовая ассоциация Высокого Атласа, Марокко (64 ан.; [Bertrand, Coffrant, 1977]).
40. Триасовая ассоциация Новой Шотландии, Нью-Джерси, Коннектикута, Пенсильвании и Мерилленда, США (133 ан.; [Faust, 1975; Smith, Rose, Lanning, 1975; Bertrand, Coffrant, 1977]).
41. Триасовая ассоциация Северной и Южной Каролины, США (108 ан.; [Bertrand, Coffrant, 1977]).
42. Раннепермская ассоциация северо-восточной части Северогерманско-Польской впадины (35 ан.; [Kramer, 1977]).
43. Пермская ассоциация Девоншира, Англия (40 ан.; [Knill, 1969; Cosgrove, 1972]), в том числе лейцит(?) и анальцимсодержащие породы.
44. Позднекамюрско-пермская ассоциация Средней долины, Шотландия (22 ан.; [Macdonald e. a., 1977]), в том числе нефелинсодержащие породы.
45. Рифейская ассоциация глазуновской толщи, Воронежский массив (22 ан.;  $P_2O_5$  — 12 ан.; [Чернышов, Бочаров, 1972]).
46. Позднепротерозойская (предгренвилевская) ассоциация серни Коппермай-Ривер, Канада (187 ан.; [Baragar, 1969]).
47. Среднепротерозойская метавулканическая ассоциация ятулия Сегозерской и Медвежьегорской зон, Карелия (136 ан.; [Светов, 1972; Светов, Соколов, 1976]).
48. Среднепротерозойская метавулканическая ассоциация ятулия Гирвасской зоны, Карелия (35 ан.; [Светов, 1972; Светов, Соколов, 1976]).
49. Плиоцен-четвертичная ассоциация Центрального и Южного Чили (50 ан.; [Pichler, Zeil, 1972]).
50. Миоцен-четвертичная ассоциация юго-западной зоны пояса Кейп-Фогель, Новая Гвинея (50 ан.; [Ruxton, 1966; Smith, Davies, 1976]).
51. Среднемиоценовая ассоциация западного склона Берегового хребта, штаты Орегон и Вашингтон, США (75 ан.; [Snaveley e. a., 1973]).

52. Палеогеновая ассоциация междуречья Аргуни и Газимура. Восточное Забайкалье (15 ан.; [Соловьев, 1971]).
53. Позднеюрско-раннемеловая ассоциация хилокской свиты. Западное Забайкалье (36 ан.; [Салтыковский, Оролмаа, 1977]).
54. Четвертичная ассоциация северной вулканической цепи Марианских островов (16 ан.; [Larson e. a., 1975]).
55. Четвертичная ассоциация банки Грэхем, Средиземное море (5 ан.; [Colantoni e. a., 1975—1976]).
56. Четвертичная ассоциация северной вулканической цепи о. Ява (66 ан.; [Эрлих, 1973]).
57. Четвертичная ассоциация района о. Ивосима, архипелаг Нампо (10 ан., [Kuno, 1962]).
58. Плиоцен (?)-четвертичная ассоциация подводных вулканов северного замыкания Курильской котловины, Охотское море (57 ан.; [Остапенко, Кичина, 1977]).
59. Плиоцен-четвертичная ассоциация о. Зубаир, южная часть осевой впадины Красного моря (16 ан.; [Gass e. a., 1973]).
60. Неоген-четвертичная ассоциация «Западной дуги», южная часть Ново-Гвинейского моря (37 ан.; [Morgan, 1966; Cooke e. a., 1976; McKee e. a., 1976]).
61. Неоген-четвертичная ассоциация Гренадин, Малые Антильские острова (399 ан.; [Sigurdsson, Shepherd, 1975; Brown e. a., 1977]).
62. Позднекайнозойская ассоциация впадины Аденского залива (15 ан.;  $P_2O_5$  — 8 ан.; [Gass, 1970; Dmitriev, 1974]).
63. Позднекайнозойская ассоциация осевой впадины Красного моря (12 ан.;  $P_2O_5$  — 6 ан.; [Chase, 1969; Coleman, Tatsumoto, 1973; Gass e. a., 1973]).
64. Неогеновая ассоциация центральной впадины Тирренского моря (35 ан.; [Barberi e. a., 1978; Kreuzer e. a., 1978; Dietrich, Emmermann, Puchelt, Keller, 1978]).
65. Олигоцен-миоценовая ассоциация западной вулканической цепи («Западного пояса») архипелага Новые Гебриды (25 ан.; [Colley, Warden, 1974]).
66. Олигоценовая ассоциация островов Чичи-дзима и Отото-дзима, архипелаг Бонин (8 ан.; [Shiraki e. a., 1977]).
67. Палеогеновая ассоциация подводного плато Воринг, юго-восток Норвежского моря (14 ан.;  $P_2O_5$  — 12 ан.; [Харин, 1979]).
68. Третичная ассоциация впадины Кайман, Карибское море (7 ан.; [Perfit, 1977]).
69. Третичная ассоциация центральной и восточной частей впадины Японского моря (6 ан.; [Сахно и др., 1976]).
70. Позднемеловая (?)-палеогеновая ассоциация Западно-Марианской впадины, Филиппинское море (7 ан.; [Dietrich, Emmermann, Puchelt, Keller, 1978]).
71. Позднемеловая ассоциация центральной впадины Карибского моря (16 ан. [Donnelly e. a., 1973]).
72. Четвертичная ассоциация рифтовой долины Восточно-Тихоокеанского поднятия [Moore e. a., 1977]. а. Лавы (6 ан.;  $P_2O_5$  — 2 ан.). б. Природные стекла (7 ан.).
73. Плиоцен-четвертичная ассоциация подводного хребта Хуан де Фука; северо-восток Тихого океана [Кай е. а., 1970; Melson e. a., 1977]. а. Базальтоидные лавы (8 ан.). б. Природные стекла из лав (250 ан.).
74. Плиоцен-четвертичная ассоциация подводного хребта Горда, восток Тихого океана (10 ан.; [Кай е. а., 1970]).
75. Плиоцен-четвертичная ассоциация о-ва Сала-и-Гомес, Тихий океан (12 ан.;  $P_2O_5$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $FeO$  — по 9 ан.; [Креиделев, 1976; Engel, Engel, 1964; Clark, Dumond, 1977]).
76. Кайнозойская ассоциация западной окраины Галапагосского поднятия [Рудник, 1976; Anderson e. a., 1975; Melson e. a., 1977]. а. Базальтовые лавы (20 ан.). б. Природные стекла из базальтоидов (91 ан.). -
77. Кайнозойская ассоциация Центрально-Индийского подводного хребта (с островами Амстердам и Сен-Поль; 47 ан.;  $P_2O_5$  — 18 ан.; [Чернышева, 1970; Vinogradov e. a., 1969; Girod e. a., 1971; Engel, Fisher, 1975; и др.]).
78. Кайнозойская ассоциация подводного хребта Кольбеинсей (Исландского; 6 ан.; [Исландия и Срединно-океанический хребет, 1977]).
79. Неогеновая ассоциация гребня подводного хребта Рейкьянес, Северная Атлантика (22 ан.; [Wood e. a., 1979; и др.]).
80. Неогеновая ассоциация Аравийско-Индийского подводного хребта [Чернышева, Безруков, 1966; Sann, Vine, 1966; Vinogradov e. a., 1969; Dmitriev, 1974; Melson e. a., 1977]. а. Сводная выборка (22 ан.;  $P_2O_5$  — 18 ан.). б. Породы из драг (11 ан.;  $P_2O_5$  — 7 ан.). в. Породы из скважины 238 DSDP (11 ан.).
81. Эоцен-раннемиоценовая ассоциация котловины Норвежского моря (4 ан.; [Харин, 1979]).
82. Палеогеновая ассоциация западной подошвы подводного хребта Рейкьянес (28 ан.; [Wood e. a., 1979]).
83. Палеогеновая ассоциация восточной части Перуанской котловины (14 ан.; [Kempе, 1976; Rhodes, 1976]).

84. Палеогеновая ассоциация впадины Бауэра, западная часть Перуанской котловины, Тихий океан (22 ан.; [Rhodes, 1976; Kempe, 1976]).
85. Палеогеновая ассоциация северной приэкваториальной части Срединно-Атлантического хребта (41 ан.; [Initial Reports..., 1978]).
86. Третичная ассоциация Чилийского желоба, восток Тихого океана (37 ан.; [Scheidegger e. a., 1978]).
87. Третичная ассоциация Перуанского желоба, восток Тихого океана (6 ан.; [Kulm e. a., 1973; Scheidegger e. a., 1978]).
88. Меловая — эоценовая ассоциация Восточно-Индийского подводного хребта [Vinogradov e. a., 1969; Kempe, 1974; Hekinian, 1974a; Melson e. a., 1977]. а. Базальтоидные лавы (30 ан.;  $P_2O_5$  — 27 ан.). б. Природные стекла из лав (16 ан.).
89. Поздне меловая — эоценовая ассоциация юго-восточного склона Марианского желоба к югу от о. Гуам, Тихий океан (6 ан.; [Рудник и др., 1978; Dietrich, Emmermann, Oberhänsli, Puchelt, 1978]).
90. Поздне меловая — эоценовая ассоциация подводных гор Оджин и Нинтоку, Северо-Западный хребет (Императорские горы). Тихий океан (17 ан.; [Initial Reports..., 1980]).
91. Поздне меловая ассоциация Сомалийской котловины, Индийский океан (13 ан.; [Dmitriev, 1974]).
92. Поздне меловая ассоциация подводного поднятия Рио-Гранде, Атлантический океан (5 ан.; [Fodor e. a., 1977]).
93. Меловая ассоциация приэкваториальной части Северо-Восточной котловины, Тихий океан (13 ан.; [Bass e. a., 1973; Yeats e. a., 1973]).
94. Меловая (?) ассоциация северной окраины Южной котловины, Тихий океан (10 ан.; [Прокощев, Мурдмаа, 1970; Вахрушев, Прокощев, 1977]).
95. Мезозойская ассоциация южной части впадины Уартон (южной части Западно-Австралийской котловины), восток Индийского океана (15 ан.; [Kempe, 1974]).
96. Меловая — палеоценовая ассоциация центральной и северной части впадины Уартон (северо-восток Индийского океана (9 ан.; [Hekinian, 1974]).
97. Меловая ассоциация подводного хребта Палмер, Северо-Восточная Атлантика (7 ан.; [Cann, 1971a]).
98. Меловая ассоциация банки Свеллоу, Северо-Восточная Атлантика (5 ан.;  $P_2O_5$  — 4 ан.; [Natthews, 1971]).
99. Меловая ассоциация подводного поднятия Маркус-Неккер (гор Мид-Пасифик), северо-запад Тихого океана (22 ан.; [Рудник, Матвеев, 1978; Bass e. a., 1973; Marshall, 1975]).
100. Меловая ассоциация северо-восточной части Центральной котловины, Тихий океан (12 ан.; [Bass e. a., 1973]).
101. Меловая ассоциация северо-западной части Центральной котловины, Тихий океан (6 ан.; [Bass e. a., 1973]).
102. Позднеюрская (?) ассоциация подводного вала Зенкевича, северо-западная окраина Тихого океана (16 ан.; [Васильев и др., 1978]).
103. Юрская ассоциация северо-западной окраины Северо-Западной котловины, Тихий океан (4 ан.; [Marshall, 1975]).
104. Юрская ассоциация западной окраины Северо-Американской котловины, Северная Атлантика (41 ан.; [Ayo e. a., 1976; Bryan e. a., 1977]).
105. Юрская ассоциация впадины Зеленого Мыса, восточная окраина Атлантического океана (5 ан.; [Eremeev, 1978]).
106. Ранне-среднемиоценовая ассоциация Юго-Восточного Сахалина (39 ан.; [Семенов, 1975]).
107. Эоценовая ассоциация района Кастамону, Северная Турция (26 ан.; [Pescerillo, Taylor, 1976]).
108. Палеогеновая ассоциация района Талехан-Аламут, Северный Иран (35 ан.; [Stadler, 1971]), в том числе анальцитсодержащие породы.
109. Поздне меловая — палеогеновая ассоциация островов Малаита, Соломоновы острова (9 ан.; [Hughes, Turner, 1977]).
110. Поздне меловая — палеогеновая ассоциация Центральной Камчатки (47 ан.; [Флеров, Колосков, 1976]), в том числе лейцитсодержащие породы.
111. Поздне меловая — эоценовая метавулканическая ассоциация Тихоокеанского побережья Эквадора и Колумбии (23 ан.; [Goossens e. a., 1977]).
112. Поздне меловая — эоценовая метавулканическая ассоциация Тихоокеанского побережья Юго-Восточной Панамы (12 ан.; [Goossens e. a., 1977]).
113. Альбская (?) метавулканическая ассоциация (формация Луизенхой) Северных Виргинских островов, Карибское море (25 ан.; [Donnelly, 1966]).
114. Ранне меловая ассоциация островов Малаита, Соломоновы острова (13 ан.; взяты анализы с суммами от 98,17 до 101,24; [Hughes, Turner, 1977]).
115. Меловая метавулканическая ассоциация п-ова Кенай, Южная Аляска (10 ан.; [Tysdal e. a., 1977]).
116. Позднеюрско (?) ранне меловая ассоциация о. Майо, архипелаг Зеленого Мыса (8 ан.; [Mitchell — Thome, 1976; и др.]).

117. Триасово-юрская метавулканическая ассоциация зоны Анталья, Юго-Западная Турция (123 ан.; [Juteau, 1975]).
118. Триасово-юрская метавулканическая ассоциация Северных Апеннин (39 ан.; [Fegga e. a., 1976]).
119. Пермская метавулканическая ассоциация Центральной Японии (33 ан.; [Такака, 1970; Hattori e. a., 1972; Sugisaki e. a., 1972]).
120. Раннекарбовая метавулканическая ассоциация Юго-Западного Дарваза, Памир (12 ан.; [Сухов, 1977]).
121. Позднепалеозойская метавулканическая ассоциация серии Атлин, запад Канады (26 ан.; [Monger, 1975]).
122. Среднедевонско-раннекарбовая метавулканическая ассоциация джалканской серии, Сетте-Дабан (50 ан. [Левашов, 1977]).
123. Средне-позднедевонская метавулканическая ассоциация Сакмарской зоны, Южный Урал (188 ан.; [Колесников, 1974]).
124. Эйфельская ассоциация Сакмарской зоны, Южный Урал (103 ан.; [Золотарев и др.; 1975]), в том числе анальцимсодержащие породы.
125. Силурийско (?)—раннедевонская метавулканическая ассоциация Сакмарской зоны, Южный Урал (69 ан.; [Колесников, 1974]).
126. Венлок-лудловская метавулканическая ассоциация Кабанско-Кумбинской зоны, Средний Урал (39 ан.; [Семенов, 1968; и др.]).
127. Силурийская метавулканическая ассоциация зеленокаменной зоны Мугоджар [Румянцева, Розина, 1975; и др.]. а. Сводная выборка (186 ан.). б. Реликтовые стекла (23 ан.). в. Лавовые метабазаальтоиды, ассоциирующиеся с реликтовыми стеклами (19 ан.).
128. Силурийская метавулканическая ассоциация Западного Тарбагатая (33 ан.; [Савочкина, 1969; и др.]).
129. Средне-позднеордовикская метавулканическая ассоциация Западного Тарбагатая (40 ан.; [Савочкина, 1969; и др.]).
130. Среднеордовикская метавулканическая ассоциация района Александровской группы месторождений, Центральный Казахстан (122 ан.; [Яценко, Файзуллин, 1976]).
131. Кембро-ордовикская метавулканическая ассоциация тюретайской свиты, Северо-Балхашский антиклинорий, Центральный Казахстан (18 ан.; [Антонюк, 1974; и др.]).
132. Кембро-ордовикская метавулканическая ассоциация зоны Хеа-Бэй, о. Ньюфаундленд (16 ан.; [Jamieson, 1977]).
133. Ранне-среднекембрийская метавулканическая ассоциация Прикатунского района, Горный Алтай (58 ан.; [Белоусов и др., 1969; Белоусов, 1976; и др.]).
134. Раннепалеозойская метавулканическая ассоциация района Солунд-Ставфьорден, Западная Норвегия (45 ан.; [Fignes e. a., 1976]).
135. Венд (?)—раннекембрийская метавулканическая ассоциация хр. Джэгды, Дальний Восток (17 ан.; [Шехоркина, 1976]).
136. Венд-раннекембрийская (?) метавулканическая ассоциация жалгызской свиты Сарытумской зоны, Южный Казахстан (30 ан.; [Геология и металлогения..., 1976]).
137. Позднерифейско-вендская метавулканическая ассоциация карабулакской свиты, Токайский выступ, Центральный Казахстан (18 ан.; [Вулканические ассоциации..., 1976]).
138. Позднерифейская метавулканическая ассоциация тиесской свиты, Еремантау-Ниязский антиклинорий, Центральный Казахстан (14 ан.;  $P_2O_5$  — 5 ан.; [Вулканические ассоциации..., 1976]).
139. Позднерифейская метавулканическая ассоциация Катунско-Бийского выступа, Горный Алтай и Горная Шория (89 ан.; [Белоусов, 1976; Белоусов и др., 1969; и др.]).
140. Позднерифейско-вендская метавулканическая ассоциация бахтинской свиты, запад Восточного Саяна (33 ан.; [Вулканические ассоциации..., 1976; и др.]).
141. Позднерифейская метавулканическая ассоциация терсейской серии, Северный Тянь-Шань (57 ан.; [Вулканические ассоциации..., 1976]).
142. Среднерифейская метавулканическая ассоциация белетарской свиты, западный склон Южного Урала (61 ан.; [Вулканические ассоциации..., 1976]).
143. Позднепротерозойская метавулканическая ассоциация пояса медвежьей свиты Мамско-Бодайбинского прогиба, Северное Прибайкалье (20 ан.; [Петров, Макрыгина, 1975]).
144. Среднепротерозойская метавулканическая ассоциация серии Далма, пояс Далма-Дханджори, Индия (19 ан.; [Yellur, 1977]).
145. Раннепротерозойская метавулканическая ассоциация верхов хаутаваарской серии, Хаутаваарская зона, Карелия (45 ан.; [Робонен, Светова, 1975]).
146. Раннепротерозойская метавулканическая ассоциация пояса Ласт-Лейк, область Киватин, Канада (11 ан.; [Ridler, 1972]).
147. Раннепротерозойская (?) метавулканическая ассоциация нижней части

Имадра-Варзугского метаморфического комплекса, Кольский п-ов (43 ан.; [Предовский, Клюнин, Мележик, 1974; и др.]).

148. Протерозойская метавулканическая ассоциация формации Шали, район Манди, Северная Индия (18 ан.; [Patwardhan, Bhandari, 1974]).

149. Архейская — раннепалеозойская метавулканическая ассоциация свиты Читалдрук, дарварская серия, пояс Читрадурга, Южная Индия (95 ан.; [Naqvi, 1972; Yellur, Nair, 1978]).

Уклоны: Пикриобазальтовый — 1. Мелабазальтовый — 14, 39, 78, 79, 82. Мелабазальтоидный — 35. Меламезобазальтовый — 2, 3, 8, 19, 22, 24, 26, 27, 33, 34, 36, 40—42, 44—48, 62, 67, 71, 73, 76, 80, 83, 86, 93—95, 100, 101, 104, 109, 111, 122, 138, 139, 142, 144, 149. Мезобазальтовый — 7, 9, 37, 72, 74, 77, 84, 85, 87, 91. Меламезобазальтоидный — 12, 114, 132. Мезолейкобазальтовый — 5, 11, 13, 16, 20, 28—31, 54, 64, 68, 70, 90, 115, 118, 120, 121, 123, 125, 127, 131, 136, 141, 147. Базальтовый — 10, 25, 50, 59, 63, 88, 89, 96, 97, 110, 112, 116, 117, 119, 133, 134, 137, 143, 145, 146. Мезолейкобазальтоидный — 23, 50, 60, 66, 88, 99, 110, 112, 117, 119, 126, 134, 135, 140. Лейкобазальтоидный — 4, 17, 18, 38, 43, 52, 56, 61, 65, 102, 106, 108, 113, 129, 130. Лейкобазальтовый — 51, 148. Андезитоидный — 32, 49, 53, 58, 69, 75, 124, 128. Лейкоандезитоидный — 57, 107. ●

Умеренномагнийевый — 1, 2, 11—14, 16, 18—20, 22, 24, 26, 28, 32—36, 39—42, 44, 50, 61, 60, 64, 68, 71, 72, 74, 76, 77, 79, 80, 83—86, 91, 93, 95, 96, 101, 104, 109, 115, 118, 120, 121, 132, 141, 143, 145, 148, 149. Магнийевый — 66. Железемагнийевый — 7, 8, 17, 23, 25, 27, 29, 38, 43, 45—49, 59, 60, 63, 67, 70, 73, 78, 82, 87—89, 94, 100, 106, 108, 110—114, 116, 119, 122, 124—126, 128—130, 133—135, 137—140, 144, 146, 147. Умеренножелезистый — 3, 5, 9, 10, 30, 31, 37, 51—54, 56, 58, 65, 69, 75, 90, 99, 107, 117, 123, 128, 131, 136, 142. Железистый — 57, 102. ●

Низкощелочной — 3, 7, 10, 18, 28, 31, 37, 39, 40, 42, 45, 51, 54, 60—63, 65—67, 70—73, 76—80, 83—86, 88, 95, 104, 106, 107, 111, 112, 127, 131, 143, 145, 149. Субщелочной — 9, 23, 24, 29, 32, 41, 49, 56, 58, 64, 69, 82, 87, 89. «Субщелочной» (щелочность вторично повышена) — 7, 113, 119, 121, 125, 126, 128, 129, 134, 138, 140, 141, 147. Щелочной — 1, 12, 16, 20, 74. Среднещелочной — 14, 19, 22, 27, 43, 44, 53, 75, 94, 99, 100, 110, 124, 136. «Среднещелочной» (щелочность вторично повышена) — 48, 117, 132, 133, 146, 148. Умереннощелочной — 2, 4, 5, 13, 17, 30, 33, 36, 38, 46, 50, 52, 59, 90, 91, 101, 102, 108, 122, 130, 139. «Умереннощелочной» (щелочность вторично повышена) — 118, 123, 142. Повышеннощелочной — 11, 57. Повышенно- и высокощелочной — 34. ●

Весьма высококалийевый — 4. Натрокалиевый — 35, 43, 110, 124. Натриевый — 5, 12, 13, 16, 19, 23, 29, 38, 44, 49, 50, 56, 69, 94, 97, 99, 101, 108, 109, 122, 128, 130, 133, 148. Умереннонатриевый — 11, 17, 20, 32, 34, 52, 53, 57, 75, 102. Умеренно высококалийевый — 2, 22, 31, 33, 51, 54, 90. Высоконатриевый — 1, 3, 7, 9, 10, 14, 18, 24—28, 30, 36, 39, 40, 42, 45—48, 58—61, 65, 66, 71, 72, 87—89, 91, 100, 106, 107, 114, 115, 117, 118, 121, 123, 125, 126, 129, 131, 132, 134, 136, 139—141, 145, 146. «Высоконатриевый» (вторично усилен) — 147, 149. Весьма высококалийевый — 37, 41, 63, 64, 67, 70, 74, 77—79, 82, 83, 93, 95, 104, 116, 138, 143. «Весьма высококалийевый» (вторично усилен) — 111—113, 119, 120, 127, 137, 144. Крайне высококалийевый — 62, 73, 76, 80, 84—86. «Крайне высококалийевый» (вторично усилен) — 68, 142. ●

Крайне низкоглиноземистый — 4. Весьма низкоглиноземистый — 1, 3, 10, 14, 31, 46, 51, 73, 79, 82, 84, 86, 109, 111, 114, 136, 142, 146, 147. Умеренно низкоглиноземистый — 16, 28, 85, 90, 104, 118. Низкоглиноземистый — 5, 7—9, 11, 18, 19, 22, 24—26, 33—37, 39, 40, 43, 44, 47, 48, 50, 53, 59, 67, 68, 71, 76, 78, 80, 83, 87—89, 92, 93, 95, 100, 101, 110, 112, 116, 117, 122, 123, 125—127, 131—134, 137—139, 140, 141, 143—145, 148, 149. Среднеглиноземистый — 17, 20, 23, 29, 30, 32, 38; 41, 42, 45, 52, 54, 56, 57, 60, 72, 74, 77, 91, 96, 106, 113, 115, 119—121, 124, 128—130, 135. Высокоглиноземистый — 13, 49, 58, 64, 65, 69, 102, 107, 108. Умеренно высокоглиноземистый — 61, 75. ●

Крайне низкотитанистый — 66. Весьма низкотитанистый — 58, 60, 149. Умеренно низкотитанистый — 17, 23, 28, 36, 38, 45, 48, 54, 61, 64, 72, 91, 97, 101, 104, 108, 147. Низкотитанистый — 20, 32, 39, 40, 41, 46, 49, 50, 56, 57, 65, 67, 77, 95, 102, 106, 107, 110, 111, 113, 124—126, 128, 130, 133, 138, 141, 143, 145, 148. Среднетитанистый — 18, 25, 29, 42, 43, 47, 62, 63, 68, 69, 71, 74, 76, 79, 80, 85, 86, 93, 112, 114—116, 118, 121, 127, 129, 137, 142, 144, 146. Высокотитанистый — 1, 2, 5, 9, 11, 13, 14, 16, 19, 24, 26, 27, 30, 31, 33, 35, 37, 44, 51—53, 59, 73, 82, 83, 88, 94, 99, 117, 119, 122, 123, 131, 132, 134, 135, 139. Умеренно высокотитанистый — 7, 22, 75, 84, 89. Весьма высокотитанистый — 3, 8, 10, 34, 90, 100, 109, 136. Крайне высокотитанистый — 4.

циаций океана и окраинных и внутренних морей, вместе взятых (26 ассоциаций против 10); при этом должно быть принято в расчет, что низкощелочные ассоциации чаще более крупномасштабны, чем щелочные.

Подавляющее большинство взятых геосинклинальных и некоторые древнейшие (докембрийские) базальтоидные ассоциации материково-шель-

фовых плато проявляют сильную региональную альбитизацию плагиоклазов. В связи с этим щелочность вторично повышена (14 «щелочных» ассоциаций против 7 низкощелочных, или 43—85%):

Экстремальными среди малоизмененных ассоциаций оказались повышенщелочные кайнозойские комплексы плато Центральной Монголии, шельфового плато Горресова пролива и о. Ивосима из архипелага Нампо в окраинном Филиппинском море. В сторону низкой щелочности сильно уклоняются базальтоиды архипелага Бонин, где часты весьма низкощелочные разновидности.

Во многих ассоциациях известны только низкощелочные или только щелочные разновидности пород. Но столь же обычны ассоциации, в которых совместно развиты породы обоих классов. При этом распределение пород по общей щелочности в рамках ассоциации обычно квазиоднородно; редкий случай бимодальной смеси переслаивающихся низкощелочных и щелочных базальтоидов — неоген-четвертичная ассоциация плато района Иблеа, Сицилия.

По соотношению щелочей экстремальны крайне высоконатриевые уклоны в значительной части океанических базальтоидных ассоциаций и в некоторых комплексах окраинных и внутренних морей (впадина Кайман в Карибском море, Аденский залив (рис. 19). Весьма высоконатриевые уклоны (включая крайне высоконатриевый) преобладают в океанических базальтоидных ассоциациях, довольно значительно представлены в окраинных и внутренних морях. Весьма высоконатриевый уклон отмечен также в некоторых ассоциациях материковых плато (Каролина, Северо-Восточная Гренландия).

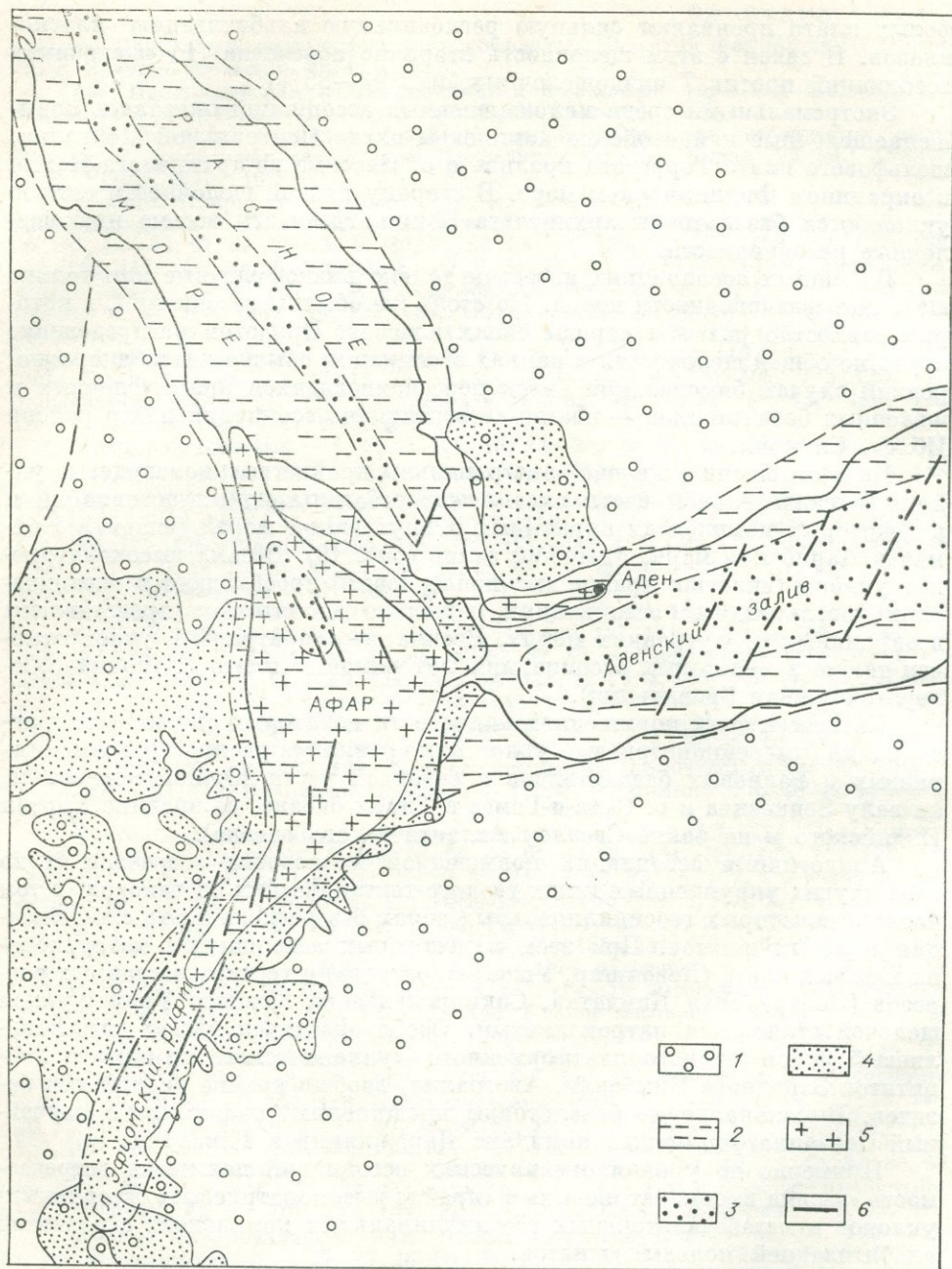
Интересен факт повышенной калиевости некоторых океанических ассоциаций (умереннонатриевый уклон или сравнимое распространение натриевых и калиевых базальтоидов в северной части Южной котловины, на валу Зенкевича и о. Сала-и-Гомес в Тихом океане, во впадине Уартог Индийского и на банке Свеллоу Атлантического океана).

Аналогичные ассоциации повышенной калиевости встречены и во всех других укрупненных типах геолого-тектонических обстановок, в том числе в некоторых геосинклинальных зонах без региональной альбитизации полевых шпатов. При этом в некоторых ассоциациях материково-шельфовых плато (Девоншир, Ушканьи острова) и геосинклинальных разрезов (Центральная Камчатка, Сакмарская зона Южного Урала) уклон щелочей становится натрокалиевым. Особо экзотичен весьма высококалиевый уклон юрского платформенного вулканического комплекса лейцититов Западного Кимберли, Австралия, вообще крайне редкий для базитов. Высококалиевые базальтоиды представляют также слабо изученный палеоплатформенный комплекс Дарджилинг в Гималаях.

Примерно до уровня океанических ассоциаций повышена встречаемость «весьма высоконатриевых» и «крайне высоконатриевых» (вторичных) уклонов в metabазальтоидных геосинклинальных комплексах с развитой альбитизацией полевых шпатов.

Четко выражена низкоглиноземистая тенденция базальтоидов (около 60 ассоциаций низкоглиноземистого уклона против 10 высокоглиноземистых, или 75—93%). Высокоглиноземистые уклоны все же зафиксированы во всех укрупненных типах областей, кроме платформ. Весьма высокоглиноземистые разновидности базальтоидов по валовому химизму иногда приближаются к анортозитам (горы Стинз-Маунтин, Орегон). Крайне низкоглиноземистый уклон отмечен на платформе (комплекс Западного Кимберли). Высокоглиноземистый уклон пока не встречен в геосинклинальных комплексах с региональной альбитизацией плагиоклазов.

Соразмерно развиты ассоциации низко- и высокотитанистого уклона. При этом, однако, намечается высокотитанистая тенденция ассоциаций платформенного чехла (9 высокотитанистых ассоциаций против 0) и низ-



Р и с. 19. Основные тектонические элементы и вулканические ассоциации бассейнов Красного моря и Аденского залива [Gass, 1970].

1 — области недеградированной континентальной коры; 2 — области деградированной континентальной коры; 3 — области предполагаемого отсутствия континентальной коры, с развитием низкощелочных базальтов «океанического» типа; 4 — щелочные базальты и ассоциированные породы эфиопской и йеменской трапховых серий; 5 — «промежуточные» базальты и агнайтовые кислые породы (аденская вулканическая серия); 6 — разломы.

котитанистая для ассоциаций окраинных и внутренних морей и геосинклинальных областей, вместе взятых (29 низкотитанистых комплексов против 13 высокотитанистых). Экстремально крайне низкотитанистая ассоциация базальтоидов островов Бонин и крайне высокотитанистая ассоциация лейцититов Западного Кимберли.

Чисто базальтоидные ассоциации, т. е. те, в которых не намечается индивидуализированной кислой или щелочносалической породной группы, дают возможность выяснить, какие аналоги пород этих групп реально возможны в составе базальтоидной группы, как крайние ее члены. Так, аналоги дацитов (андезитодациты в принятой нами терминологии; дациты, андезитодациты, кварцевые латиты в литературе) присутствуют в плиоден-четвертичной андезитоидной ассоциации Центрального и Южного Чили, в зоценовой лейкоандезитоидной ассоциации Кастамону, Северная Турция, в среднекарбоневой андезитовой ассоциации Южного Гиссара, Узбекистан. Аналоги дацитов (в основном меланократовых) здесь тесно смыкаются по петрохимическим и минералогическим признакам с андезитами, имея аномально повышенные содержания  $Al_2O_3$  и  $MgO$  против обычных для дацитов кислой группы.

Возрастные тренды изменения составов внутри чисто базальтоидных ассоциаций изучены недостаточно. Можно утверждать, что эти тренды различны, но нельзя сказать, преобладает ли гомодромная последовательность. Последняя иногда отчетлива (ранне-среднекембрийская ассоциация Прикатунской зоны, Алтай; средний ордовик Александровской группы месторождений, Казахстан). В лавах мощного позднепротерозойского разреза Коппермайн-Ривер, Канада, содержание кремнезема слабо убывает снизу вверх. В разрезе миоценовых лав плато Колумбия наиболее лейкократовыми оказываются верхи нижней половины разреза. Во многих случаях изменения состава базальтоидов по вертикали оказываются вялыми и нерегулярными.

Чисто базальтоидные ассоциации, как наиболее многочисленные среди вулканических формаций, дают практическую возможность проследить весь спектр минеральных составов базальтоидных пород и зависимость между петрохимическим составом ассоциаций и их минералогией. Из классификационных показателей валового состава базальтоидов наиболее заметно влияют на минералогический состав общая меланократовость, общая щелочность, соотношение щелочей.

Минералогическим показателем, сопряженным с низкой щелочностью пород, обычно считается появление в базальтоидах ортопироксена. Многие исследователи, придерживаясь упрощенного (детерминистского) толкования этой связи, заменяют оценки валовой щелочности признаками появления модалльного или нормативного ортопироксена.

Данные об учтенных базальтоидных ассоциациях указывают на сложную, многофакторную обусловленность появления ортопироксена и на неоднозначную связь его с общей щелочностью пород. Появление ортопироксенов имеет лишь статистическую положительную корреляцию с низкой щелочностью, и нередко примеры появления их в щелочных базальтоидах. Ортопироксены отмечены в мелаめзобазальтоидных щелочных ассоциациях Коппермайн-Ривер (Канада) и мыса Наварин (Корякское нагорье), в лейкобазальтоидных щелочных ассоциациях района Иво-сима (острова Нампо), междуречья Аргуни и Газимура (Восточное Забайкалье), запада Папуа (Новая Гвинея). Уже из этих данных намечается положительная связь появления ортопироксенов с ростом лейкократовости базальтоидов. В низкощелочных ассоциациях мелаめзобазальтоидного уклона случаи появления ортопироксенов единичны, а при лейкобазальтоидном уклоне — многочисленны. Нет или почти нет пород с ортопироксеном в учтенных низкощелочных ассоциациях океанов и материковых платформ. Очевидно, общая щелочность и меланократовость определяют возможность появления ортопироксена наряду со степенью насыщения кремнеземом. Ортопироксен представлен гиперстеном, редко — энстатитом, бронзитом.

Наиболее обычный минеральный парагенезис в низкощелочных базальтоидных ассоциациях — оливин, клинопироксен (диопсид-авгит, ред-

ко пижонит), плагиоклаз. Оливин обычно выбывает в лейкобазальтоидах. Плагиоклаз, клинопироксен и роговая обманка иногда образуют мегакристы (мегакристы роговой обманки на Гренадинах; мегакристы плагиоклаза с содержанием 65—85% анортита на подводном хребте Палмер, Северо-Восточная Атлантика). Оливин обычных вкрапленников содержит 75—90% форстерита, редко — меньше. Плагиоклаз вкрапленников содержит 50—95% анортитового компонента (в андезитах иногда 40—50%), плагиоклаз основной массы — обычно 35—70% анортита. Иногда в основной массе появляется анортотоклаз (впадина Рио-Гранде, Нью-Мексико).

В породах ассоциации островов Бонин, отличающейся экстремальной низкой щелочностью (значительным развитием весьма низкощелочных пород) и магниевым уклоном, присутствует оливин с 90% форстерита, бронзит, гиперстен, авгит; сильно стекловатые аналоги базальтов здесь оказываются бесплагиоклазовыми (местное название — бониниты).

Парагенез оливина, клинопироксена, плагиоклаза обычен и для щелочных базальтоидов, с той разницей, что оливин часто сохраняется здесь и в лейкобазальтоидах, клинопироксен чаще бывает кальциевым (салитдиопсид) и титанистым, а плагиоклаз — несколько более кислым. Оливин вкрапленников содержит 60—90% форстерита. Вкрапленники плагиоклаза содержат обычно 40—75% анортита, а микролиты основной массы 20—65%.

В умереннощелочных базальтоидах появляется анортотоклаз или калишпат в основной массе, биотит во вкрапленниках. В повышено- и высокощелочных разновидностях щелочные могут образовать вкрапленники, появляются щелочные пироксены и амфиболы, нефелин, анальцит, содалит, гаюин, лейцит.

Умеренно- и повышенощелочные весьма высококальциевые породы юрской ассоциации Западного Кимберли содержат в качестве главных породообразующих фаз лейцит, диопсид, флогопит, рутил; некоторые породы обогащены апатитом, в основной массе отмечен перовскит. В умеренно- и повышенощелочных лавах комплекса Дарджилинг, Индия, сближающихся с породами Западного Кимберли крайне низкой глиноземистостью, крайне высокой титанистостью, высокой калиевостью и повышенным содержанием фосфора, вместо лейцита присутствует калишпат; титан заключен главным образом в ильмените, обилен апатит. Любопытно, что в лавах Дарджилинга появляется нормативный гиперстен.

В существенно щелочных ассоциациях могут комбинироваться породы с фельдшпатоидами и ортопироксеном. Например, в позднемеловой — палеогеновой ассоциации Центральной Камчатки есть лейцитосодержащие мела- и мезобазальтоиды и гиперстеновые трахиандезиты; в анальцитсодержащих мелабазальтоидах Земли Андре (Шпидцберген) отмечен энстатит с 9—10% ферросилитовой составляющей.

Щелочные базальтоиды, особенно повышено- и высокощелочные, описываются в литературе в крайне сложной и разноречивой терминологии, так или иначе отражающей минералогические, микроструктурные либо петрохимические особенности пород (трахибазальты — трахиандезиты; щелочные оливиновые базальты — гавайты — муджиериты; авгититы; разнообразие базаниты, нефелиниты). Породы с повышенной калиевостью (не обязательно щелочные) часто выделяются под названиями абсарокитов, шошонитов, банакитов, лейцитосодержащие — под названием лейцититов и др. Особая терминология использована для высококальциевых бесплагиоклазовых базальтоидов, таких как в юрской ассоциации Западного Кимберли (лампроиты или лейцититы, или более подробно — волжидиты, орендиты и др.).

В щелочных базальтоидах отмечаются разновидности минералов глубокой, высокобарической кристаллизации. В позднемеловых базальтах подводного поднятия Рио-Гранде на западе Атлантики описаны мегакри-

сты оливина с 86 — 90% форстерита и мегакристы салит-авгита с содержанием до 4% глинозема. В олигоцен-четвертичном щелочном комплексе Центральной Монголии описаны кристаллы высокоглиноземистого авгита и санидина (до 5 см), флогопита (до 2 см). В щелочных и низкощелочных мелабазальтоидах кое-где отмечены хромшпинелиды (Южная котловина Тихого океана, запад Северо-Американской котловины Атлантического океана и др.).

В базальтоидных ассоциациях щелочного уклона на материковых плато и реже в других областях отмечаются ксенолиты мафических пород, в том числе с минералами высоких давлений. Так, включения гранатосодержащих перидотитов с хромдиопсидом и хромшпинелью имеются в четвертичной мелабазальтоидной ассоциации Шпицбергена. Включения шпинелевых и редких гранатовых лерцолитов и эглогитов описаны в олигоцен-четвертичной мелабезобазальтовой ассоциации Центральной Монголии. В плиоцен-четвертичной мезолейкобазальтоидной ассоциации Северного Афганистана отмечаются ксенолиты шпинелевых гипербазитов (большей частью лерцолитов), гранатовых перидотитов, гранатовых ортопироксенитов, дистеновых гранулитов, клинопироксенитов. Включения дунитов, гарцбургитов, лерцолитов, верлитов, клинопироксенитов известны в мелабезобазальтоидных ассоциациях Окленда (Новая Зеландия) и Берега Эйтса (Западная Антарктида). Ксенолиты биотитовых пироксенитов и габброидов отмечаются в позднемеловой — палеогеновой лейкобазальтоидной ассоциации Центральной Камчатки. (Обзор по глубинным включениям в щелочных базальтоидах см. [Глубинные ксенолиты и верхняя мантия, 1975].) В низкощелочной мезолейкобазальтоидной ассоциации плиоцена впадины Рио-Гранде (Нью-Мексико, США) отмечены ксенолиты оливинсодержащего бронзита.

Эффузивы рассматриваемых ассоциаций сопровождаются сериями малоглубинных тел базитового состава, которые по пространственной, геохронологической и фациальной связности и по сходству состава можно объединить с базальтоидами в вулканоплутонические комплексы. Субвулканическая фация базальтоидов представлена, как правило, мелкими телами (дайки, силлы, штоки, иногда базальтовые куполы). В толщах геосинклинальных базальтоидов иногда отмечаются серии сильно сближенных диабазовых даек (меловая ассоциация п-ова Кенай, Южная Аляска) и такие же дайковые серии в океанических базальтах.

Довольно редки и при монотонном составе базальтоидных толщ трудно фиксируются радиально-кольцевые структуры субвулканитов. Две кольцеобразно-упорядоченные группы вулканических куполов отмечены в лейкобазальтоидной ассоциации запада Папуа — Новой Гвинеи [Mackenzie, 1976]; ряд вулканических жерловин кольцевого строения в Западном Кимберли с массивными лейцититами в центре и агломератами по периферии. В платформенном чехле иногда фиксируются взрывные базальтоидные жерловины — трубки (Оленекское поднятие на Сибирской платформе и др.).

Реже учтенные базальтоидные ассоциации увязываются пространственно и геохронологически с более сложными по составу плутоническими сериями, давая сложные вулканоплутонические комплексы. Так, в северной части Главного поля трапшес Декана базальтоиды сопровождаются близпоследующими интрузиями щелочных габброидов и пироксенитов (в том числе нефелиновых), карбонатитов. Миоцен-четвертичная умереннощелочная базальтоидная («шошонитовая») ассоциация Юго-Западной зоны пояса Кейп-Фогель сопровождается «шошонитовым» комплексом габбро, монзонитов и сиенитов. В составе интрузий, тесно ассоциирующихся с базальтоидами, иногда появляются кислые.

Весьма распространены пространственные ассоциации базальтоидов с плутоническими ультрабазитами и габброидами, с которыми они обычно

объединяются в так называемые офиолитовые комплексы, независимо от возрастной связности и сходства базальтоидов и габброидов. Офиолитовые комплексы характерны для океанического дна, областей окраинных и внутренних морей и для геосинклинальных областей.

В учтенных примерах для океанов базальтоиды более или менее определенно сопровождаются габброидами и ультрабазитами на Аравийско-Индийском и Восточно-Индийском подводных хребтах, на Галапагосском поднятии в Тихом океане, на хребте Палмер в Северо-Восточной Атлантике, в Марианском желобе. Кроме перидотитов (серпентинизированные гарцбургиты, лерцолиты) и габбро местами отмечаются дуниты, габбропориты, апортозиты, в том числе с признаками расслоенности. Структурно-геологические отношения базальтоидов с плутоническими породами пока мало изучены и, по-видимому, могут быть разными; по отношению гипсометрическому положению донных проб плутонические породы залегают в основном ниже базальтоидов.

Ассоциация базальтоиды — габброиды — ультрабазиты встречается и вне областей открытого океана, в зонах кайнозойских внутренних (Аденский залив) и окраинных морей (впадина Кайман в Карибском море). Эти факты свидетельствуют о недостаточности используемой во многих работах упрощенной логики, согласно которой офиолитовые комплексы непременно отвечают океанической (палеоокеанической) обстановке. Это принципиально важно для геолого-тектонической интерпретации офиолитовых комплексов геосинклинальных разрезов, для которых палеоокеанический вариант в общем случае нельзя считать предрешенным.

Из учтенных геосинклинальных базальтоидных ассоциаций около десятка пространственно ассоциируются с «альпийскими» ультрабазитами и габброидами. Среди них — раннемеловая ассоциация островов Малаита (из Соломоновых островов); позднеюрско (?)—раннемеловая ассоциация о. Майо (из островов Зеленого Мыса); триасово-юрские ассоциации зоны Анталъя (Юго-Западная Турция) и Северных Апеннин; пермская ассоциация Центральной Японии; кембро-ордовикские ассоциации зоны Хеа-Бэй (о. Ньюфаундленд) и зоны Солунд-Ставфьорден (Западная Норвегия); позднепротерозойская ассоциация Ерементау-Ниязского выступа (Центральный Казахстан); среднепротерозойская ассоциация пояса Далма-Дханджори (Индия). Ко всем этим ассоциациям те или иные авторы применяли гипотезу палеоокеанического происхождения, учитывая состав ассоциации и субмаринную обстановку излияний базальтоидов. Однако почти во всех перечисленных случаях палеотектоническая и палеогеографическая ситуация при излияниях базальтоидов (наличие более древних блоков явно континентализованной коры в вулканической зоне или по соседству, сопряженность с мощными осадочными толщами) говорит скорее о формировании в обстановке внутренних и окраинных морей.

Чисто базальтоидные вулканические и чисто базитовые вулканоплутонические ассоциации в общем явно менее богаты крупными рудными месторождениями, чем сложные ассоциации кислых пород и базитов. Огромная распространенность чисто базальтоидных и вулканоплутонических базитовых ассоциаций определяет, тем не менее, обширные возможности поисков в них месторождений полиметаллической группы, золота, железа, титана, фосфора.

Примечательны крупное месторождение самородной меди на докембрийском материковом плато района Кошпермайн-Ривер (р. Медной), медноколчеданные месторождения в геосинклинальных базальтоидных толщах палеозоя на Южном Урале и в Центральном Казахстане, в Дарварской серии докембрия Индии. Эти месторождения ассоциируются с базальтоидами низко- и субщелочного уклона. Принципиальный интерес имеет продолжающееся формироваться из горячих рассолов медно-цинковое оруденение в базальтовом низкощелочном ареале на дне осевой впадины Крас-

ного моря. Промышленные титаномагнетитовые метасоматические руды связаны с субвулканическими базитами низко- и субщелочного уклона — пермтриасовыми базитами на юге Сибирской платформы, с триасовыми базитами плато востока Северной Америки, с базитами среднепротерозойского палеоплато в Карелии. Перспективны поиски эксгальционно-осадочных месторождений железа, марганца и фосфоритов в субмаринных осадочно-базальтоидных толщах; очень многочисленны мелкие проявления таких руд; примечательны широкое развитие конкреционных железомарганцевых руд на дне океанов, фосфатизация базальтоидных пород в некоторых районах океана (поднятие Маркус-Неккер и др.). Благоприятным критерием на эксгальционно-осадочное оруденение железа и фосфора, по-видимому, является щелочной уклон базальтоидов.

### СУЩЕСТВЕННО БАЗАЛЬТОИДНЫЕ АССОЦИАЦИИ

Существенно базальтоидные ассоциации с пикритоидами представлены всеми тремя возможными комбинациями породных групп: существенно базальтоидные ассоциации с мелапикритоидной группой, существенно базальтоидные с субмелапикритоидной группой, существенно базальтоидные с обеими группами пикритоидов. Удалось найти более двух десятков примеров (табл. 8—10), из которых видно, что с базальтоидами чаще связаны субмелапикритоиды (в 19 случаях), чем мелапикритоиды (в 7 случаях).

Древнейшие из представленных метавулканических ассоциаций — среднепротерозойский (суйсарский) комплекс на предполагаемом материково-шельфовом палеоплато Онежского района Карелии (дозеленосланцевая ступень метаморфизма) и раннепротерозойский геосинклинальный комплекс Сальных тундр (амфиболитовая и гранулитовая фации). Появляются данные о значительном распространении существенно базальтоидных метавулканических ассоциаций с пикритоидами в метаморфических комплексах архея. Ассоциации рассматриваемого фемического класса встречены в разных геолого-тектонических типах областей, за исключением пока упорядоченных орогенов, где они, может быть, исчезающе редки.

Базальтоиды нередко имеют при выдержанном составе большие ареалы распространения и мощности. К числу крупнейших в мире относится ареал раннетретичных базальтоидов Восточной Гренландии (54 тыс. км<sup>2</sup> сохранившаяся и около 175 тыс. км<sup>2</sup> предполагаемая площадь, мощность местами до 3000 м). Огромн ареал раннетретичных базальтоидов Фареро-Исландского порога и Фарерских островов; мощность эффузивов на Фарерах превышает местами 2000 м. Около 10 тыс. км<sup>2</sup> занимает позднекайнозойское вулканическое плато Дариганга в Монголии. В геосинклинальных ассоциациях мощность вулканитов иногда приближается к 10 км (Восточно-Камчатский хребет).

Пикритоиды в большинстве случаев составляют проценты или доли процента от объема ассоциации, но иногда до 10% и более (ранний протерозой Сальных тундр; суйсарий Онежской мульды; серия Карру во впадине Тули; палеоген восточного побережья Баффиновой Земли и Восточной Гренландии; позднекайнозойские вулканические архипелаги Крозе и Нью-Джорджия).

Последовательность появления пород базальтоидной группы и пикритоидов в ходе формирования ассоциаций неоднозначна и подчас сложна. Обычно наблюдается неоднократное переслаивание эффузивных залежей тех и других, причем залежи пикритоидов могут появляться в любой части колонки ассоциации. В позднемеловой — палеоценовой ассоциации Восточно-Камчатского хребта наиболее мощная пачка пикритоидов (до 350 м)

## Петрохимические данные для существенно базальтоидных ассоциаций с меланикритоидной группой

Номер	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
Окраинные моря										
1а	53,51	0,86	15,77	4,25	5,30	6,45	9,74	2,64	1,55	0,25
	3,28	0,18	0,51	0,71	0,55	2,40	1,72	0,57	0,69	0,04
б	46,02	0,42	6,71	2,83	7,66	27,36	7,44	0,83	0,42	0,1
	49,54	1,42	17,59	1,91	5,05	8,08	11,68	2,75	0,47	0,21
2а	1,21	0,62	2,68	1,38	1,67	1,80	1,56	0,54	0,43	0,12
	49,56	1,70	17,40	2,27	6,02	7,98	11,40	2,87	0,61	0,24
б	1,09	0,73	2,19	1,38	1,41	1,25	1,17	0,46	0,47	0,13
	49,51	1,18	17,75	1,53	6,09	8,17	12,16	2,66	0,36	0,19
в	1,33	0,38	3,09	1,34	1,98	2,20	1,70	0,60	0,35	0,09
	43,28	0,69	12,08	3,21	3,76	26,9	6,76	2,65	0,35	0,31
Геосинклинальные области										
3а	50,69	1,40	14,31	4,62	7,51	8,22	10,10	2,58	0,25	0,12
	2,60	0,36	0,81	1,42	1,10	1,85	2,33	0,49	0,32	0,03
б	42,74	0,33	6,54	5,27	6,37	33,95	4,29	0,22	0,07	0,04
	42,65	1,04	5,56	4,70	7,61	32,74	4,52	0,62	0,24	0,14
4	49,76	2,94	14,92	2,64	8,37	7,26	8,94	3,03	1,96	—
	3,29	1,28	2,00	1,46	1,91	2,18	2,97	1,27	1,89	—
5а	42,64	1,19	5,22	4,61	8,05	33,01	4,67	0,20	0,20	—
	0,17	0,47	1,33	2,09	0,61	3,57	0,55	0,07	0,08	—
6а	50,65	2,28	14,70	4,30	5,95	6,37	10,49	3,63	1,14	0,33
	1,72	0,31	1,19	0,60	1,22	1,49	1,06	0,85	0,71	0,10
б	43,34	0,98	7,08	4,55	8,58	29,03	5,46	0,63	0,18	0,14

1. Миоцен-плиоценовая ассоциация восточной вулканической цепи («Восточного пояса») архипелага Новые Гебриды [Colley, Warden, 1974]. а. Базальтоидная группа (12 ан.). б. Меланикритоидная группа (1 ан.).

2. Позднемиоценовая миоценовая метавулканическая ассоциация о. Маккуори, южная окраина Тасманова моря [Varne, Rubenach, 1972; Joplin, 1975]. а. Базальтоидная группа, сводная выборка лавовых и дайковых пород (35 ан.; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO — 25 ан.). б. То же, лавовые породы (16 ан.; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO — 12 ан.). в. То же, дайковые породы (19 ан.; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO — 13 ан.). г. Меланикритоидная группа (1 ан.).

3. Позднемиоценовая-эоценовая метавулканическая ассоциация бассейна р. Куту, восток Новой Гвинеи [Smith, Davies, 1976]. а. Базальтоидная группа (24 ан.). б. Меланикритоидная группа (1 ан.).

4. Палеогеновая меланикритоидно-базальтоидная ассоциация п-ова Босо, Япония [Tazaki, 1976]. Меланикритоидная группа (5 ан.).

5. Позднетриасово-раннемиоценовая метавулканическая ассоциация джаурской свиты, Восточный Сихотэ-Алинь [Мартынюк, 1973; и др.]. а. Базальтоидная группа (19 ан.). б. Меланикритоидная группа (5 ан.).

6. Намюр-раннебайкирская ассоциация Северного Нуратау, Узбекистан [Хамрабаев, 1972; Шпотова, Ушаков, 1974; и др.]. а. Базальтоидная группа (10 ан.). б. Меланикритоидная группа (6 ан.; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 1 ан.).

Базальтоидная группа. Уклоны: Мелабазальтовый — 3. Меламезобазальтоидный — 2. Базальтовый — 5, 6. Мезолейкобазальтоидный — 6. ● Умеренно-магний — 2, 3, 5. Железомagneйный — 1, 6. ● Низкощелочной — 1, 2. «Субщелочной» (щелочность вторично повышена) — 3. Умереннощелочной — 6. ● Натриевый — 1, 5, 6. «Весьма высоконатриевый» (вторично усилен) — 2. ● Весьма низкоглиноземистый — 3. Умеренно низкоглиноземистый — 1. Низкоглиноземистый — 5, 6. Среднеглиноземистый — 2. ● Низкотитанистый — 1. Среднетитанистый — 2, 3. Высокотитанистый — 5, 6.

Меланикритоидная группа. Уклоны: Ультрамикритоидный — 2—4. Меланикритоидный — 1, 5. Высокомагний — 4. Умеренно высокомагний — 1—3, 5. Низкощелочной — 2—4, 5. Высококалийный — 3. Калиевый — 2, 4, 5. Весьма низкоглиноземистый — 4. Низкоглиноземистый — 2, 3, 5. Низкотитанистый — 4. Среднетитанистый — 1. Высокотитанистый — 2, 3.

## Петрохимические данные для существенно базальтоидных ассоциаций с мела- и суб-меланикритоидной группами

Номер	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
П л а т ф о р м а										
1а	48,63	0,99	14,13	3,38	6,86	12,08	11,98	1,57	0,10	0,10
б	44,72	0,59	8,43	2,24	8,94	26,42	7,42	0,91	0,06	0,07
в	46,28	0,78	11,08	2,46	8,31	20,22	9,44	1,07	0,08	0,09
О к р а и н н ы е м о р я										
2а	54,75	0,67	18,39	4,07	3,59	4,13	8,29	3,61	1,96	0,38
	2,89	0,12	2,09	1,18	1,62	1,41	1,61	0,52	0,70	0,14
б	48,36	0,46	10,47	3,76	6,48	17,79	9,63	1,59	1,04	0,21
	1,13	0,07	1,96	0,38	0,49	5,12	1,56	0,33	0,28	0,06
в	45,80	0,34	6,66	2,72	7,40	28,60	6,68	0,94	0,58	0,08
3а	49,27	2,71	15,25	3,93	7,57	7,11	8,63	3,54	1,35	0,49
	1,61	0,34	1,36	1,63	1,34	2,77	1,71	0,94	0,45	0,14
б	45,38	1,84	10,81	5,20	8,87	17,33	7,65	1,94	0,61	0,23
в	44,01	1,17	6,15	3,05	10,66	28,33	4,74	1,24	0,33	0,14
О к е а н										
4а	48,25	2,49	14,44	—	12,35	7,95	9,55	2,67	0,49	0,29
	1,05	0,41	0,82	—	1,09	1,78	1,34	0,31	0,30	0,08
б	46,83	1,67	11,61	—	12,48	16,04	7,28	1,96	0,37	0,19
	1,18	0,36	1,87	—	0,53	3,76	1,16	0,38	0,30	0,04
в	43,60	1,02	7,32	—	13,11	28,36	3,97	0,80	0,09	0,11
Г е о с и н к л и н а л ь н ы е о б л а с т и										
5а	52,52	0,75	15,93	4,31	5,27	6,76	8,98	3,05	2,03	0,31
	3,55	0,23	2,38	1,53	1,62	2,64	2,51	1,22	1,27	—
б	48,46	0,64	10,32	3,38	8,27	14,15	11,03	1,39	1,83	0,24
	0,82	0,10	1,17	0,82	1,41	1,92	1,76	0,44	0,82	—
в	44,89	0,35	5,20	4,67	5,88	32,71	5,15	0,26	0,57	0,20
	1,19	0,15	1,35	1,41	1,74	4,78	1,92	0,30	0,68	—
6а	48,22	1,12	16,49	4,80	7,51	8,20	10,19	2,87	0,29	0,20
	3,21	0,44	1,81	1,75	2,34	2,55	1,11	1,45	0,34	—
б	44,89	0,50	10,87	4,02	8,49	20,96	8,44	1,21	0,08	0,31
	1,01	0,18	2,08	2,03	1,99	2,59	1,06	0,38	0,08	0,28
в	43,89	0,38	8,20	5,31	6,56	28,33	6,50	0,35	0,02	0,23
	1,43	0,11	0,97	1,81	1,74	2,23	1,31	0,26	0,02	0,19
7а	52,07	0,72	13,01	1,62	9,21	10,84	9,97	1,83	0,46	0,12
	1,14	0,11	0,75	0,69	0,84	1,64	0,93	0,48	0,30	—
б	49,47	0,63	11,06	1,88	9,33	16,74	8,94	1,34	0,35	0,08
	1,22	0,16	0,85	0,65	1,56	2,43	1,12	0,39	0,20	—
в	46,40	0,45	7,95	3,32	8,75	25,24	6,84	0,58	0,20	0,07
	1,09	0,11	1,10	1,34	1,22	2,27	1,46	0,31	0,11	0,06

1. Палеогеновая ассоциация восточного побережья Баффиновой Земли [Clarke, 1970, 1975]. а. Базальтоидная группа (21 ан.). б. Меланикритоидная группа (12 ан.). в. Субмеланикритоидная группа (4 ан.).

2. Четвертичная ассоциация островов Нью-Джорджия [Stanton, Bell, 1969; и др.]. а. Базальтоидная группа (12 ан.). б. Субмеланикритоидная группа (57 ан.). в. Меланикритоидная группа (1 ан.).

3. Миоцен-плиоценовая ассоциация о. Лорд-Хау, Тасманово море [Game, 1970; Плошко, Калинин, 1975]. а. Базальтоидная группа (14 ан.). б. Суб-

меланикриптоидная группа (1 ан.). в. Меланикриптоидная группа (3 ан.).

4. Позднемеловая (?) палеоценовая ассоциация подводной горы Суико, Северо-Западный хребет, Тихий океан [Initial Reports..., 1979]. а. Базальтоидная группа (51 ан.). б. Субмеланикриптоидная группа (9 ан.). в. Меланикриптоидная группа (2 ан.).

5. Позднемеловая метавулканическая ассоциация Восточно-Камчатского хребта [Ротман, Марковский, 1974; и др.]. а. Базальтоидная группа (117 ан.;  $P_2O_5$  — 82 ан.), в том числе аполойцитовые породы. б. Субмеланикриптоидная группа (9 ан.;  $P_2O_5$  — 7 ан.). в. Меланикриптоидная группа (31 ан.;  $P_2O_5$  — 19 ан.).

6. Кембрийская (?) метавулканическая ассоциация хребта Пекульней, Корякское нагорье [Зимин и др., 1979; и др.]. а. Базальтоидная группа (6 ан.,  $P_2O_5$  — 3 ан.). б. Субмеланикриптоидная группа (6 ан.). в. Меланикриптоидная группа (18 ан.).

7. Среднепротерозойская метавулканическая ассоциация Ветреного пояса, Карелия [Слюсарев, Куликов, 1973; и др.]. а. Базальтоидная группа (116 ан.;  $P_2O_5$  — 98 ан.). б. Субмеланикриптоидная группа (69 ан.;  $P_2O_5$  — 8 ан.). в. Меланикриптоидная группа (19 ан.).

Базальтоидная группа. Уклоны: Мелабазальтоидный — 1. Мелабазальтовый — 7. Меламезобазальтовый — 4. Базальтовый — 3, 5. Андезитовый — 2. ● Умеренномагнийевый — 1, 4, 5, 7. Железемагнийевый — 2, 3, 6. ● Низкощелочной — 1, 4, 7. Субщелочной — 2. Умереннощелочной — 5. Среднещелочной — 3. ● Натриевый — 2, 5. Высоконатриевый — 7. Умеренно высоконатриевый — 3. Весьма высоконатриевый — 4. «Весьма высоконатриевый» (вторично усилен) — 6. Крайне высоконатриевый — 1. ● Крайне низкоглиноземистый — 7. Низкоглиноземистый — 1, 3 — 5. Высокоглиноземистый — 2. ● Весьма низкотитанистый — 2, 7. Низкотитанистый — 1, 5. Весьма высокотитанистый — 3, 4.

Меланикриптоидная группа. Уклоны: Меланикриптоидный — 5, 6. ● Весьма высокомагнийевый — 6. Умеренно высокомагнийевый — 7. Высокомагнийевый — 1, 5. ● Крайне низкощелочной — 6. Весьма низкощелочной — 5. Низкощелочной — 1, 7. ● Натриевый — 7. Весьма высоконатриевый — 6. Крайне высоконатриевый — 1. ● Низкоглиноземистый — 5. Высокоглиноземистый — 1, 6, 7. ● Весьма низкотитанистый — 5 — 7. Низкотитанистый — 1.

Субмеланикриптоидная группа. Уклоны: Субмеланикриптоидный — 2, 4 — 7. ● Умеренномагнийевый — 4, 5, 7. Магнийевый — 2, 6. ● Умеренно низкощелочной — 7. Низкощелочной — 6. Субщелочной — 2, 4, 5. ● Натрокалиевый — 5. Умереннонатриевый — 2. Высоконатриевый — 4, 7. «Весьма высоконатриевый» (вторично усилен) — 6. ● Весьма высокоглиноземистый — 2, 4 — 6. Крайне высокоглиноземистый — 7. ● Весьма низкотитанистый — 2, 5, 7. Низкотитанистый — 6. Среднетитанистый — 4.

появляется в середине разреза. Явно субвулканические дайки пикритовидов (с апостекловатыми основными массами) во многих случаях пересекают базальтоиды и могут завершать формирование ассоциаций. Крупные массы пикритовидов все же чаще тяготеют к низам, причем на платформах это нередко прослеживается на больших площадях. Пикритоидами в основном представлена нижняя часть (до 800 м мощностью) палеогеновой вулканической толщи Восточной Гренландии и нижняя 200-метровая пачка вулканитов впадины Тули в Юго-Восточной Африке. Обогащена пикритоидами лежащая на осадках раннего палеоцена вулканическая толща восточного берега Баффиновой Земли мощностью до 500 м.

Главная масса пород рассматриваемых фемических ассоциаций — продукты покровно-трещинных и моногенно-центральных извержений и щитовых вулканов, причем и базальтоиды, и пикритовиды представлены преимущественно лавами и субвулканическими массами. Существенно туфовые стратовулканические постройки и общее преобладание тефроидов отмечены при существенно лейкобазальтоидном составе — в палеогеновой ассоциации геосинклинальной зоны Альберт-Финистерре на Новой Гвинее.

В подводных лавах базальтоидов и пикритовидов широко развиты подушечные и гиалокластические текстуры. Они встречаются не только в океанических и других глубоководных морских толщах, но и в разрезах материково-шельфовых палеоплато и чехла платформ, подтверждая вместе с другими данными шельфовую обстановку формирования этих частей раз-

## Петрохимические данные для существенно базальтоидных ассоциаций с субмелалпикритовидной группой

Номер	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11

## П л а т ф о р м ы

1а	49,66 1,34	2,97 0,64	14,93 0,80	5,67 2,18	8,14 1,80	4,68 0,99	9,62 1,06	2,74 0,35	1,01 0,44	0,44 0,12
б	49,68 1,08	3,05 0,29	8,64 1,07	4,96 1,76	7,91 1,11	14,90 2,69	6,82 0,70	1,66 0,53	1,84 0,65	0,39 0,09
2а	49,80	1,28	15,09	4,54	7,56	8,14	10,35	2,09	0,75	0,23
б	46,77 1,10	1,56 0,75	9,55 1,07	6,18 0,73	8,15 0,74	17,91 2,36	8,04 1,41	1,13 0,22	0,34 0,21	0,17 0,05
3	50,77 0,82	1,44 0,52	14,68 0,78	5,19 2,11	7,85 0,66	6,04 1,48	9,87 1,40	2,53 0,45	1,11 0,64	0,32 0,23
4а	49,80 1,67	2,05 0,72	14,62 1,49	6,14 2,26	8,02 2,34	6,63 1,56	8,52 2,23	2,61 0,91	1,13 1,17	0,31 0,14
б	47,24 1,69	2,31 1,15	15,99 1,85	7,44 2,76	6,88 2,66	7,40 1,56	8,02 2,19	2,80 0,52	1,40 0,73	0,60 0,43
в	51,52	2,37	13,92	8,41	5,73	5,46	9,43	1,81	0,99	0,15

## М а т е р и к о в о - ш е л ь ф о в ы е п л а т о

5а	47,92 2,42	2,71 0,34	12,98 1,36	2,97 2,17	8,32 1,69	8,54 1,60	9,62 1,28	3,86 0,72	1,86 0,59	—
б	44,81	3,41	9,65	7,99	8,19	12,38	9,11	2,83	1,47	—
6а	44,35 1,05	2,76 0,41	14,78 1,01	4,95 0,72	7,08 0,79	9,36 1,57	10,57 0,92	3,32 0,80	2,27 0,67	0,41 0,30
б	39,92	3,13	11,73	7,34	4,93	13,15	16,06	2,15	1,10	0,36
7а	43,80 2,67	2,37 0,57	15,66 2,31	5,35 2,21	7,30 1,45	10,01 2,92	9,92 1,21	3,20 1,31	1,56 0,66	0,68 0,32
б	40,72	2,14	10,70	7,59	7,95	14,87	10,42	3,31	1,16	0,94
8а	49,11 0,98	2,18 0,62	13,81 0,74	5,46 1,75	8,55 1,38	6,60 0,57	11,16 0,59	2,38 0,26	0,29 0,15	0,26 0,07
б	44,82 4,38	3,46 1,30	7,61 3,04	3,56 2,00	10,49 1,99	16,73 2,90	9,38 1,25	2,24 0,38	1,03 0,69	0,50 0,25
9а	48,96 1,32	2,45 0,98	15,40 1,53	5,41 2,20	6,95 2,41	7,58 2,21	10,01 2,19	2,43 0,47	0,36 0,21	0,22 0,10
б	45,19	1,42	12,65	4,20	6,38	18,28	10,26	1,08	0,31	0,04
10а	47,60 3,51	1,31 0,42	15,92 1,99	4,96 2,38	5,72 1,54	7,89 3,12	10,25 2,99	3,42 1,06	2,24 0,75	0,52 0,19
б	43,47	1,27	11,54	3,88	7,07	15,50	12,68	2,19	1,76	0,50
11а	49,57 2,38	3,10 0,85	13,73 1,35	4,51 1,84	9,66 1,80	6,02 1,62	8,57 2,14	3,11 0,75	1,13 0,64	0,29 0,19
б	46,68 2,73	1,49 0,92	10,31 1,56	5,83 1,74	6,51 1,89	18,03 5,35	8,91 1,66	1,05 0,65	0,63 0,54	0,32 0,48
12а	45,42 3,51	2,71 0,62	14,81 1,36	5,41 1,57	7,08 1,56	7,47 1,84	11,47 1,67	2,52 1,27	2,30 1,01	0,64 0,36
б, в	41,88 3,31	2,69 0,41	10,23 1,57	5,61 2,71	8,45 2,28	15,03 3,46	13,51 1,81	0,47 0,48	1,28 1,11	0,59 0,32
б	43,23 3,27	2,79 0,36	11,11 1,52	3,22 0,47	10,18 1,32	13,98 3,85	12,21 1,43	0,26 0,19	2,39 1,19	0,42 0,30

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
в	41,28	2,65	9,86	6,65	7,69	15,49	14,08	0,57	0,79	0,66
	3,25	0,43	1,48	2,61	2,21	3,30	1,69	0,54	0,65	0,30
13а	52,27	1,69	13,66	2,27	8,73	8,27	9,48	2,44	1,03	—
б	46,39	1,80	9,85	2,18	10,79	17,84	10,11	0,76	0,10	—

## Окраинное море

14а	50,48	1,25	14,48	5,90	6,03	7,52	11,59	2,24	0,23	0,10
	0,81	0,57	0,94	1,92	1,12	1,12	0,78	0,28	0,16	0,03
б	58,30	0,21	9,71	3,27	5,91	14,07	5,70	1,87	0,75	0,05
	1,36	0,02	1,65	0,27	0,38	2,02	0,89	0,35	0,28	0,02

## Океаны

15а	46,99	2,84	15,85	3,46	8,06	6,45	11,26	2,92	1,53	0,46
	2,05	0,95	2,30	1,23	1,36	2,07	1,67	0,88	0,57	0,11
б	45,81	2,48	10,91	3,30	8,13	13,35	12,50	1,93	0,93	0,36
	0,58	0,79	1,12	1,26	1,30	2,43	1,89	0,31	0,26	0,06
16а	50,13	0,95	16,15	2,95	6,29	8,07	12,85	2,12	0,23	0,10
	1,19	0,24	1,82	1,08	1,19	1,46	1,69	0,29	0,11	0,05
б	50,67	1,04	15,32	—	9,85	8,19	12,14	2,22	0,16	0,09
	0,81	0,23	0,74	—	0,63	0,68	0,77	0,20	0,06	—
в	46,33	0,48	12,26	2,82	6,79	20,14	9,26	1,51	0,15	0,04
	0,71	0,05	0,88	0,81	0,59	2,43	1,15	0,14	0,05	0,02

## Геосинклинальные области

17а	58,02	0,82	14,13	5,29	4,78	5,35	8,49	2,33	0,52	0,12
	6,06	0,22	1,77	1,90	1,54	2,55	1,73	0,54	0,60	0,15
б	57,24	0,33	9,22	2,25	7,24	17,14	5,15	0,87	0,33	0,05
	0,67	0,10	1,96	0,41	0,37	3,99	1,51	0,29	0,13	0,03
18а	52,48	0,82	16,91	4,41	4,77	5,03	9,09	3,08	2,79	0,44
	1,93	0,15	2,12	0,89	1,49	2,21	1,44	0,47	1,38	0,11
б	46,66	0,48	7,57	5,06	6,84	19,39	10,72	1,71	1,07	0,28
	52,22	0,87	15,60	6,98	4,73	5,28	7,61	4,94	1,64	—
19а	3,68	0,52	2,18	1,55	1,99	2,11	2,79	1,54	1,10	—
	49,77	0,39	10,95	6,99	5,04	12,66	14,10	1,21	0,76	—
20а	50,24	2,51	15,41	4,33	8,40	6,49	7,21	3,75	1,20	0,26
	3,48	0,92	1,99	3,60	2,43	2,42	2,21	1,09	0,83	0,21
б	49,16	0,74	10,55	1,83	10,03	12,39	12,76	1,86	0,34	0,13
	52,82	1,43	13,99	4,56	8,11	6,30	8,11	3,57	0,87	0,22
21а	3,52	0,60	1,58	2,16	2,18	2,32	2,78	1,30	0,74	—
	50,89	0,48	8,20	1,50	9,42	19,26	8,42	1,05	0,58	0,06
б	2,10	0,04	3,51	0,73	1,42	2,67	0,57	0,63	0,53	—
	50,29	1,16	15,55	3,53	8,02	7,70	10,28	2,76	0,56	—
22а	49,94	0,57	6,24	2,59	8,28	19,61	11,50	0,97	0,13	—

1. Триасово-юрская ассоциация впадины Тули, Юго-Западная Африка [Vail, Hognung, Cox, 1969]. а. Базальтоидная группа (12 ан.). б. Субмеланикритоидная группа (10 ан.).

2. Позднепермская-раннетриасовая (верхняя) ассоциация Предтаймырской и примыкающей части Путоранской зон, север Сибирской платформы [Петрология и перспективы..., 1978]. а. Базальтоидная группа (479 ан.). б. Субмеланикритоидная группа (96 ан.).

3. Позднепермско-раннетриасовая (верхняя) ассоциация Путоранской зоны, Сибирская платформа [Петрология и перспективы..., 1978]. Базальтоидная группа (27 ан.).

4. Вендская ассоциация волянской серии Припятского вала и западного погружения Украинского щита [Рифейский вулканизм..., 1968; Базит-гипербазитовый магматизм..., 1973]. а. Базальтоиды эффузивные (50 ан.;  $P_2O_5$  — 39 ан.). б. Базальтоиды интрузивные (долериты, габбро-диабазы; 31 ан.). в. Субмелапикритоид интрузивный (1 ан.).
5. Плиоцен-четвертичная ассоциация плато Даринганга, Юго-Восточная Монголия [Кежежинскас, 1979]. а. Базальтоидная группа (72 ан.). б. Субмелапикритоидная группа (3 ан.).
6. Позднекайнозойская ассоциация гор Форе, Овернь, Франция [Hernandez, 1973; и др.]. а. Базальтоидная группа (17 ан.), в том числе лейцит-, нефелин- и анальцимсодержащие породы. б. Субмелапикритоидная группа (3 ан.), нефелинсодержащие породы.
7. Неогеновая ассоциация района верховьев р. Уссури, Южное Приморье [Берсенов, Денисов, 1971; и др.]. а. Базальтоидная группа (17 ан.), в том числе нефелин-, анальцим- и лейцитсодержащие породы. б. Субмелапикритоидная группа (2 ан.).
8. Палеогеновая ассоциация Восточной Гренландии [Wager, Deer, 1939; Anwar, 1955; Fawcett e. a., 1973; Brooks, Rucklidge, 1973; Brooks e. a., 1976; Rasmussen e. a., 1976]. а. Базальтоидная группа (61 ан.). б. Субмелапикритоидная группа (6 ан.).
9. Палеогеновая ассоциация Фареро-Исландского порога и Фарерских островов [Noe-Nygaard, Rasmussen, 1976; Шейнманн, 1968; Харин, 1979]. а. Базальтоидная группа (26 ан.). б. Субмелапикритоидная группа (2 ан.;  $P_2O_5$  — 1 ан.).
10. Триасово-юрская ассоциация Южного Гиссара, Узбекистан [Мушкин, Брейвинская, 1974; и др.]. а. Базальтоидная группа (67 ан.), в том числе анальцимсодержащие породы. б. Субмелапикритоидная группа (2 ан.).
11. Позднепермско-раннетриасовая метавулканическая ассоциация зоны Шонгда, Северный Вьетнам [Дао-Динь Тхук, 1980]. а. Базальтоидная группа (60 ан.). б. Субмелапикритоидная группа (8 ан.).
12. Венд-раннекембрийская ассоциация Чапинского района, север Енисейского кряжа [Карпинский, Качевская, 1973; Корнев, Даценко, Бозин, 1974; Миронов, Ножкин, 1978]. а. Базальтоидная группа (41 ан.), в том числе нефелинсодержащие породы. б, в. Субмелапикритоидная группа (23 ан.). б. Пикритоиды лавовые (7 ан.). в. Пикритоиды даек и трубок (16 ан.).
13. Среднепротерозойская метавулканическая ассоциация суйсарского комплекса Онежской мульды, Карелия [Слюсарев, Куликов, 1973]. а. Базальтоидная группа (31 ан.). б. Субмелапикритоидная группа (13 ан.).
14. Позднемеловая (?)—третичная ассоциация северо-западного склона Марианского желоба близ о. Гуам, Тихий океан [International..., 1977; Dietrich, Emmermann, Oberhänsli, Puchelt, 1978; Рудник и др., 1978]. а. Базальтоидная группа (9 ан.). б. Субмелапикритоидная группа (8 ан.).
15. Плиоцен-четвертичная ассоциация архипелага Крозе, Индийский океан [Lacroix, 1940; Gunn e. a., 1970]. а. Базальтоидная группа (15 ан.). б. Субмелапикритоидная группа (9 ан.).
16. Третичная ассоциация района FAMOUS, северная часть Срединно-Атлантического хребта [Initial Reports..., 1977]. а. Базальтоидная группа, анализы пород (316 ан.). б. Базальтоидная группа, анализы природных стекол (307 ан.;  $P_2O_5$  — 217 ан.). в. Субмелапикритоидная группа (41 ан.).
17. Олигоцен-миоценовая ассоциация п-ова Кейп-Фогель, Новая Гвинея [Dallwitz e. a., 1966; Dallwitz, 1968; Smith, Davies, 1976]. а. Базальтоидная группа (22 ан.). б. Субмелапикритоидная группа (15 ан.).
18. Палеогеновая ассоциация зоны Адельберт-Финнистерре, Новая Гвинея [Jacques, 1976]. а. Базальтоидная группа (16 ан.). б. Субмелапикритоидная группа (1 ан.).
19. Эйфельская метавулканическая ассоциация Ивдельского района, Северный Урал [Князева, 1972; и др.]. а. Базальтоидная группа (20 ан.). б. Субмелапикритоидная группа (2 ан.).
20. Рифейская метавулканическая ассоциация аналогов аккольской и низов чингинской свит, северный склон Западного Саяна [Белоусов, Лапин, 1978; и др.]. а. Базальтоидная группа (18 ан.). б. Субмелапикритоидная группа (2 ан.).
21. Среднепротерозойская (?) метавулканическая ассоциация верхней части Имандра-Варзугского метаморфического комплекса, Кольский полуостров [Предовский, Клюнин, Мележик, 1974; и др.]. а. Базальтоидная группа (39 ан.;  $P_2O_5$  — 14 ан.). б. Субмелапикритоидная группа (4 ан.;  $P_2O_5$  — 3 ан.).

22. Раннепротерозойская метавулканическая ассоциация Сальных тундр. Кольский полуостров [Суслова, 1978]. а. Базальтоидная группа (14 ан.). б. Субмелалапикритовидная группа (12 ан.).

Базальтоидная группа. Уклоны: Мелабазальтовый — 8. Мелабазальтоидный — 5, 6. Меламезобазальтовый — 2, 4, 9, 11, 13 — 16, 21, 22. Мезобазальтовый — 1, 3. Меламезобазальтоидный — 7, 10, 12. Базальтовый — 20. Мезолейкобазальтоидный — 17, 20. Лейкобазальтоидный — 18. ● Умеренномагнийевый — 2, 5, 6, 10, 13, 16. Железوماгнийевый — 3, 7, 9, 12, 14, 15, 17—22. Умеренножелезистый — 1, 4, 8, 11. ● Низкощелочной — 1, 2, 8, 9, 14, 16, 17. Субщелочной — 3, 4. «Субщелочной» (щелочность вторично повышена) — 13, 22. Щелочной — 7, 19. Среднещелочной — 10, 12, 18. Умереннощелочной — 11, 15, 20. ● Натриевый 1, 3, 5, 7, 13, 15, 18—20. Умереннонатриевый — 6, 10. Высоконатриевый — 2, 4, 11, 17, 21, 22. Весьма высоконатриевый — 8, 9, 14, 16. ● Весьма низкоглиноземистый — 5, 8, 11, 21. Умеренно низкоглиноземистый — 16. Низкоглиноземистый — 1—4, 6, 9, 10, 12—15, 17, 20, 22. ● Умеренно низкотитанистый — 2, 10, 16. Низкотитанистый — 17—19, 22. Среднетитанистый — 3, 13, 14, 21. Высокотитанистый — 4, 7—9, 12, 20. Весьма высокотитанистый — 1, 5, 6, 11, 15.

Субмелалапикритовидная группа. Уклоны: Пикритовый — 2, 13, 16. Субмелалапикритовидный — 1, 12, 15, 22. Субпикритовый — 14, 17. ● Умеренно высокомагнийевый — 16. Умеренномагнийевый — 2, 8, 12. Магнийевый — 1, 11, 13—15, 17, 22. ● Весьма низкощелочной — 17. Умеренно низкощелочной — 16. Низкощелочной — 2, 12, 13, 22. Среднещелочной — 1. Умереннощелочной — 8, 15. ● Натриевый — 1, 8, 15, 17. Высоконатриевый — 2, 14. Весьма высоконатриевый — 13, 16. «Весьма высоконатриевый» (вторично усилен) — 22. ● Высокоглиноземистый — 1, 11, 14, 17, 22. Весьма высокоглиноземистый — 2, 12, 13, 15. Крайне высокоглиноземистый — 16. ● Крайне низкотитанистый — 14. Весьма низкотитанистый — 16, 17. Умеренно низкотитанистый — 2. Низкотитанистый — 22. Среднетитанистый — 13. Высокотитанистый — 8, 15. Весьма высокотитанистый — 1, 12.

реза (нижние третичные лавы Баффиновой Земли и Восточной Гренландии; суйсарий Онежской мульды). Индивидуальные покровы и потоки базальтовых лав нередко протягиваются на десятки километров. Эти тела и их пачки служат маркирующими горизонтами.

Петрографическую и петрохимическую характеристики трех рассматриваемых классов мафических ассоциаций целесообразно дать обобщенно; петрохимические таблицы для них приведены отдельно (см. табл. 8—10).

Базальтоиды имеют весьма изменчивую порфировость; почти в каждой ассоциации встречаются разновидности от афировых до обильнопорфировых. Нередко преобладают афировые и скуднопорфировые разновидности (впадина Тули; верховья р. Уссури; Анюйский район Сихотэ-Алиня; Фареры и Фареро-Исландский порог). Обильные вкрапленники чаще наблюдаются в наиболее меланократовых (оливин-избыточных) и лейкократовых (плагноклаз-избыточных) базальтоидах, хотя и среди этих лав нередко афировые, скудно- и микропорфировые разновидности.

По степени порфировости обычно резко контрастируют с породами базальтоидной группы мелалапикритовиды, которые почти всегда богаты вкрапленниками оливина (до 50—60 и даже 70% по объему), часто крупными. Обычно обильны вкрапленники в субмелалапикритовидах, представленные комбинациями оливина и клинопироксена, иногда с ортопироксеном, или клино- и ортопироксена. Иногда субмелалапикритовиды оказываются преимущественно микрокваспленниковыми (восточное побережье Баффиновой Земли), афировыми и микропорфировыми (верховья р. Уссури), афировыми и скуднопорфировыми (северо-западный склон Марианского желоба).

Разделение породных групп проще всего удается в мелалапикритовидно-базальтоидных ассоциациях, где совсем или почти выпадает пикритовый интервал составов.

Специальный анализ требуется в ассоциациях базальтоидов с субмелалапикритовидами и базальтоидов с обеими пикритовидными группами.

При выделении мелалапикритовидной группы учитываются резкие полевые границы их с базальтоидами и субмелалапикритовидами, позволяющие отделять тела мелалапикритовидов — секущие (дайки и пр.), послойные (силлы,

эффузивные залежи, проблематичные аккумулятивные богатые оливином резкие «слои» внизу силлов или лавовых залежей). Границы эти обычно подчеркнуты обильнопорфировой (оливинопорфировой) структурой мелапикритоидов. Обилие вкрапленников оливина при отсутствии или скудности других вкрапленниковых минералов и меланократовом характере основной массы свидетельствует о принадлежности породы к мелапикритоидной группе.

Аналогичные структурно-петрографические признаки можно использовать и при отделении пород субмелапикритоидной группы от базальтоидов (по обилию преимущественно пироксеновых вкрапленников и меланократовому составу основной массы). Отделить породы субмелапикритоидной группы местами помогает то, что они образуют четкие и компактные пачки среди базальтоидов (Восточная Гренландия; впадина Тули; скважины 322В, D на Срединно-Атлантическом хребте в районе FAMOUS и другие примеры). Тела пород субмела- и мелапикритоидной групп в большинстве случаев разделены телами базальтоидов или других пород.

Из петрохимических показателей при разделении пород мела- и субмелапикритоидной групп чаще всего оказываются эффективными  $MgO$  и общая меланократовость, дающие выборочные разрывы. При отделении субмелапикритоидной группы от базальтоидной эффективны  $MgO$ , общая меланократовость,  $Al_2O_3$ , иногда  $CaO$  (ассоциация гор Форс, Овернь),  $Cr$  и  $Ni$  (архипелаг Крозе). Резкое изменение характера парных корреляций и регрессионных зависимостей на границах породных групп нередко фиксируется на двумерных графиках  $MgO - Al_2O_3$  (резкая разница формы роев, перелом регрессионных полос).

Перейдем к обобщенной петрохимической и минералогической характеристике породных групп, используя данные табл. 8—10.

Базальтоидная группа в большинстве случаев (13 против 2) имеет относительно меланократовые, мела-мезобазальтоидные уклоны, в основном за счет ассоциаций океанов, материковых платформ и материко-шельфовых плато. Лейкократовой тенденцией выделяются базальтоиды некоторых ассоциаций окраинных морей и геосинклинальных разрезов (андезитоидный уклон на архипелаге Нью-Джорджия; лейкобазальтоидный в геосинклинальной зоне Адельберт-Финистерре, Новая Гвинея; мезолейкобазальтоидные в зоне Кейп-Фогель, Новая Гвинея, и в Северном Нуратау, Узбекистан); однако и в этих типах областей обычны мела-мезобазальтоидные уклоны.

Преобладание магниевых (умеренномагниевых) базальтоидов отмечается во всех геолого-тектонических типах областей, где зафиксированы ассоциации описываемых классов; железистые (умеренножелезистые) разновидности преобладают лишь в некоторых платформенных ассоциациях.

Встречаемость низкощелочного и щелочных уклонов в целом сравнима (11 против 7 ассоциаций). Наиболее щелочной (повышенно- и высокощелочной) уклон отмечен в некоторых ассоциациях материковых плато (горы Форс, Дариганга). По соотношению щелочей в базальтоидах зафиксированы уклоны только натриевые, включая крайне высоконатриевый (платформенная ассоциация Баффиновой Земли).

В подавляющем большинстве случаев (17 против 1) базальтоидная группа имеет низкоглиноземистый уклон. Таким образом, пикритоиды проявляют антагонизм к высокоглиноземистым базальтоидам. Низко- и высокотитанистые уклоны базальтоидов встречаются в общем сравнительно часто (8 против 10 случаев). Повышение титанистости намечается в океанах, на платформах и материково-шельфовых плато, вплоть до весьма высокотитанистого уклона.

Низкощелочные базальты содержат во вкрапленниках оливин (с 72—80% и более форстеритовой молекулы) в меланократовых и магниевых

разновидностях; в этих же и других низкощелочных базальтах присутствуют выделения основных и средних плагиоклазов, клино- и иногда ортопироксена, отмечаются хромшпинель, хромдиопсид. В низкощелочных андезитоидах фенокристы представлены плагиоклазом (обычно андезитом — лабрадором) и клинопироксеном, нередко с ортопироксеном, реже оливином (с 65—75% форстерита), роговой обманкой.

Низкощелочные базальтоиды, входящие в ассоциацию с эффузивными аналогами ортопироксенитов на п-ове Кейп-Фогель, Новая Гвинея, содержат во вкрапленниках плагиоклаз, кальциевый клинопироксен, постоянно бронзит (с 78—87% энстатитовой молекулы), редко клиноэнстатит (с 87 — 92% магнезиальной составляющей). В основной массе встречаются оливин, кварц.

Щелочные базальтоиды учтенных ассоциаций описывались отчасти под теми же названиями, что и низкощелочные породы, либо как трахибазальты, трахиандезиты, гавайты, муджиериты, лимбургиты, базаниты, тефриты, шшониты и др. Они характеризуются более широким развитием вкрапленникового оливина и часто менее основным плагиоклазом, чем низкощелочные базальтоиды. Вкрапленниковый пироксен представлен салитовым авгитом или диопсид-авгитом, редко пижонитом, ортопироксеном. Встречаются вкрапленники роговых обманок, биотита.

В повышено- и высокощелочных умереннонатриевых и умереннокальциевых базальтоидах некоторых ассоциаций материковых плато (горы Форс; верховья Уссури; Дариганга) появляются нефелин, лейцит, анальцит, гаюин. Лейцитовые и аполейцитовые базальтоиды отмечены в некоторых геосинклинальных ассоциациях (зона Адельберт-Финистерре; Восточно-Камчатский хребет). В геосинклинальной ассоциации Анюйского района, Сихотэ-Алинь, отмечены анальцитомые базальтоиды.

Пикритовиды освещены петрохимически хуже, чем базальтоидная группа, ввиду чего классификационные оценки состава субмеллапикритовидов удалось сделать только для девяти, а меллапикритовидов — только для трех ассоциаций.

По меланократовости зафиксированы уклоны субмеллапикритовидов от обычного пикритового до субпикритового. Последний установлен в третичной геосинклинальной ассоциации Кейп-Фогель на Новой Гвинее (вулканы Даби; [Smith, Davies, 1976]) и по данным драгирования на северо-западном склоне Марианского желоба. В Марианском желобе они были описаны под названием бонинитов или марианитов. Позже в 60 рейсе судна «Гломар Челленджер» петрографически аналогичные породы обнаружены подводным бурением западнее, в сторону Марианского островной дуги. Эти субмеллапикритовиды необычного субпикритового уклона вполне могут рассматриваться как эффузивные аналоги ортопироксенитов. Подобно последним, они имеют аномально высокие для ультраосновных пород содержания  $\text{SiO}_2$  (см. табл. 10). По соотношению магния и железа уклоны субмеллапикритовидной группы во всех случаях магниевые, вплоть до умеренно высокомагниевых (район FAMOUS).

По общей щелочности отмечены уклоны от щелочных до весьма низкощелочного. Первые ассоциируются с базальтоидами щелочного (острова Крозе; Восточно-Камчатский хребет) либо низкощелочного уклона (впадина Тули). Весьма низкощелочной уклон характеризует субпикритовую группу (аналоги ортопироксенитов) района Кейп-Фогель, сопровождающую низкощелочные базальтоиды. Уклоны по соотношению щелочей в кайнотипных субмеллапикритоидах варьируют от весьма высоконатриевого (океаническая ассоциация района FAMOUS) до умереннонатриевого (острова Нью-Джорджия) или включают значительную долю умеренно натриевых пород. В некоторых метавулканических ассоциациях «весьма высоконатриевый» уклон субмеллапикритовидов явно вторичен, связан с альбитизацией плагиоклаза.

В учтенных случаях зафиксированы низко- и высокоглиноземистые уклоны субмелалапикритоидов, вплоть до крайне высокоглиноземистого (район FAMOUS). По титану имеются все уклоны от крайне низкотитанистого (в аналогах ортопироксенитов северо-западного склона Марианского желоба) до весьма высокотитанистого (впадина Тули). Связь между титанистостью и общей щелочностью явно не жесткая; щелочной группе субмелалапикритоидов в разных случаях бывает свойствен и высокотитанистый, и весьма низкотитанистый уклон.

Низкощелочные разновидности субмелалапикритоидов обычно именуется пикритами, пикритовыми или богатыми оливином базальтами, долеритами, океанитами, коматиитами. Для этих разновидностей обычны вкрапленниковый парагенезис оливина (85—90% форстеритовой молекулы или меньше) с клинопироксеном диоксид-авгитового ряда, иногда с примесью ортопироксена, скудного плагиоклаза; встречается хромовая шпинель.

Для вулканических аналогов ортопироксенитов специфичны вкрапленники клиноэнстатита (мегакристы 10—25 мм в ассоциации Кейп-Фогель), иногда с бронзитом; характерно отсутствие полевых шпатов. Существенно стекловатая основная масса включает микролиты энстатита, клиноэнстатита, пикронита, авгита, высокомагнезиального оливина, хромшпинели.

Щелочные субмелалапикритоиды иногда описываются в номенклатуре обычных низкощелочных, иногда в специальной номенклатуре щелочных пород (щелочные пикриты, анкаратрит-пикриты, анкарамиты, лимбургиты, абсарокиты, меланефелиниты и др.). Минералы-вкрапленники представлены высокомагнезиальным оливином и клинопироксенами авгит-салитового ряда, к которым иногда примешивается плагиоклаз. Отмечается примесь хромовых и титановых шпинелей. В наиболее щелочных натриевых разновидностях появляются нефелин, анальцим (Дариганга; верховья Уссури).

Мелалапикритоидная группа в каждом из трех случаев, где оказались возможны доверительные классификационные оценки, характеризуется преобладанием высокомагнезиальных, низкощелочных, низкотитанистых пород. При этом в геосинклинальных ассоциациях Восточно-Камчатского хребта и Северного Нуратау зафиксирован весьма низкощелочной уклон мелалапикритоидов (при щелочном уклоне базальтоидной группы); весьма низкощелочные мелалапикритоиды установлены также на Баффиновой Земле, на п-ове Босо, Япония, в Анюйском районе, Сихотэ-Алинь. По соотношению щелочей преобладание принадлежит высоконатриевым (Северный Нуратау) или даже крайне высоконатриевым породам (Баффинова Земля). Зафиксированы как низкоглиноземистый (Восточно-Камчатский хребет), так и высокоглиноземистый уклон мелалапикритоидов.

Мелалапикритоиды описывались под наименованиями высокомагнезиальных пикритов, пикритов, порфиroidных перидотитов, меймечитов, океанитов, иногда даже пикритовых базальтов. Обильные вкрапленники в них представлены высокомагнезиальным оливином (около 85—90% форстеритовой молекулы), иногда с подчиненным клинопироксеном (авгит, титан-авгит, диоксид-авгит). Отмечается примесь хромовой шпинели. В мелалапикритоидных Восточно-Камчатского хребта описаны вкрапленники альмандин-пироповых гранатов, кое-где обильные.

В основной массе мелалапикритоидов нередко наблюдаются скелетно-закалочные структуры. В потоках и других послонных залежах мелалапикритоидов иногда заметна расслоенность.

Описываемые фемические ассоциации дают некоторый материал о смене состава базальтоидов от начала к концу региональных вулканических циклов. Чаше исследователями отмечается лейкократовая (гомодромная) смена с повышением щелочности, например, в разрезах палеогена

Восточной Гренландии и верхнего мела — палеоцена Восточно-Камчатского хребта. Повышение лейкократовости и щелочности намечается по колонке наиболее глубокой (583 м) скважины 332/В, D в районе FAMOUS на Срединно-Атлантическом хребте, где наиболее меланократовые базальтоиды тяготеют к нижней части, а сильно обогащенные плагиоклазом образуют верхнюю пачку. На Припятском валу базальтоиды мелких интрузий, прорывающих эффузивную толщу и, следовательно, несколько более молодых, оказываются лейкократовее и щелочнее, чем эффузивные базальтоиды (см. табл. 10).

Однако встречается и антидромная последовательность базальтоидов. Так, нижние три четверти разреза двухкилометровой толщи палеогеновых лав Фарерских островов слагают афировые и плагиофировые кварцосодержащие базальты, а сверху лежат меланократовые оливиновые базальты.

В щелочных базальтоидах гор Форе и плато Дариганга, относящихся к материковым плато, описаны ксенолиты с высокобарическими минеральными ассоциациями шпинелевых перидотитов и пироксенитов, иногда с хромдиоксидом. На Дариганге отмечены также эклогитоподобные включения с гранатом. Здесь же описаны мегакристы высокоглиноземистого авгита и санидина.

Включения — сростки оливина, орто- и клинопироксена и шпинели — отмечены в щелочных базальтоидах верховьев Уссури. Низкобарические включения, состоящие из клинопироксена, роговой обманки, магнетита и лабрадора, отмечены в зоне Адельберт-Финистерре. Включения оливинитов и пироксенитов описаны в пикритоидах Восточно-Камчатского хребта.

Существенно базальтоидные ассоциации с пикритоидами обычно сопровождаются комплексами существенно базитовых интрузий, иногда расслоенных. В частности, расслоенный существенно габброидный комплекс залегает под океаническими лавами в скважине 332В, D в районе FAMOUS. При этом разновидности базальтов находят близкие петрохимические аналоги в разрезе интрузивных базитов, а субмелалапикритоиды аналогичны эвкритам, входящим в расслоенную серию.

Рудопоисковая роль рассмотренных классов мафических ассоциаций пока проблематична. При меланократовом, низкощелочном, магниезиальном уклоне базальтоидов эти ассоциации и сопровождающие их расслоенные интрузии могут быть интересны на сульфидное медно-никелевое оруденение.

Существенно базальтоидные ассоциации с пикритоидами и кислой группой удалось охарактеризовать примерами для трех классов: с мелалапикритоидной группой, с субмелалапикритоидной группой, с обеими пикритоидными группами. Примеры выявлены среди океанических, геосинклинальных и платформенных ассоциаций.

На кайнозойских океанических островах эффузивные толщи местами имеют признаки региональной тектонической деформации; пример — гомоклинальный наклон миоценовой толщи платобазальтов Западной Исландии под углом в 3—8° к центру острова, навстречу платобазальтам Восточной Исландии. Платформенные толщи северо-западного поля траппов Декана (см. рис. 18) и Подкаменной Тунгуски имеют в основном околоризонтальное залегание с местными деформациями. Значительно дислоцирована вулканогенно-осадочная толща района Нуанетси («синклиналь Нуанетси»), попадающая в зону подвижного сочленения Южно-Африканского щита с Мозамбикской плитой. Геосинклинальные ассоциации рассматриваемых классов заключены в складчатых и складчато-шарьяжных структурах.

Ученные океанические и платформенные ассоциации частью затронуты изменениями цеолитовой ступени. Метавулканические геосинклинальные ассоциации чаще находятся в зеленосланцевой фации изменения,

иногда в амфиболитовой (Печенгский синклиний). Однако нередко (даже в архейских комплексах) сохраняются дозеленосланцевые ступени изменения вулканических пород, четкий микроструктурный рисунок вулканитов. В архее наиболее хорошая сохранность вулканитов отмечена в Западной Австралии и Южной Родезии. Мезозойская ассоциация комплекса Тродос характеризуется в основном цеолитовой ступенью изменения. В зеленокаменных metabазальтоидах развита обычная альбит-хлорит-эпидот-актинолитовая минеральная ассоциация; она сменяется в метапикритоидах парагенезом хлорит — тремолит — актинолит — серпентин — тальк.

В ассоциациях геосинклинальных разрезв и нередко также океанических островов лавы и тефроиды прослоены нормальными морскими осадками, а в платформенном чехле — в основном озерно-аллювиальными и субаэральными, в том числе угленосными.

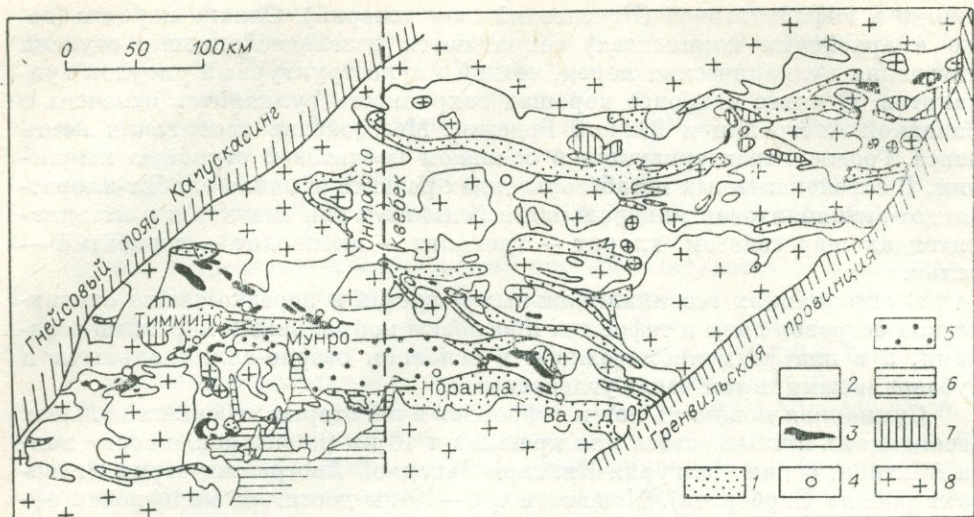
Суммарная мощность лав и тефроидов в некоторых геосинклинальных ассоциациях приближается или превышает 10 км (киватинская серия пояса Абитиби; серия Калгурли-Йилгарн Западной Австралии; серия Онвервахт района Барбертон). Мощности в 8—10 км достигает миоценовая эффузивная толща Западной Исландии. Примеры больших мощностей дают и платформенные ассоциации (до нескольких километров в разрезе серии Карру провинции Нуанетси). Большие объемы вулканических ассоциаций рассматриваемых классов определяются в основном базальтоидными толщами, в которых почти всегда преобладают лавы. Мощность единичных потоков лав обычно составляет метры и первые десятки метров, редко сотни. Многие потоки и их пачки прослеживаются на километры и десятки километров. Геосинклинальные и донные океанические базальтоидные лавы часто дают подушечные нагромождения. На океанических островах и в платформенном чехле лавы обычно лишены такой фрагментации. Базальтоиды должны быть отнесены в основном к накоплениям подводных и наземных вулканических плато (с трещинными и моногенно-центральными подводными каналами) и щитовых вулканов.

Кроме субвулканических даек и жерловин нередко встречаются sillы базальтоидов, в случае меланократовых составов проявляющие расслоенность. В системе субвулканических тел базальтоидов выделяются плотные рои субпараллельных даек, на которые в последние годы обращено особое внимание во внутриокеанических зонах (в частности, в Исландии); аналогичные дайковые рои нет оснований считать запрещенными для вулканических комплексов окраинных и внутренних морей и для геосинклинальных комплексов (пример — геосинклинальный комплекс Тродос, сформированный в области средиземноморского палеобассейна). В Исландии описаны сложные дайки риолито-базальтового состава, с признаками одновременного поступления разных расплавов в трещину.

Пикритойды входят главным образом в накопления отмеченных вулканических плато и щитовых построек и представлены в основном лавами и субвулканитами, но иногда преобладают тефроиды (например, мощные «метапикритовые туфы» в Южной зоне Печенгского синклиория [Предовский и др., 1974]). Намечается, что при переслаивании потоков базальтоидов и пикритойдов последние чаще ассоциируются с меланократовыми базальтоидами.

Пикритойды составляют от долей до первых десятков процентов объема региональной ассоциации. Крупные массы пикритойдов описаны в рассматриваемых геосинклинальных комплексах архея Канады (рис. 20), Южной Африки и Западной Австралии, среднего протерозоя Печенги, раннемезозойского комплекса Тродос, в низах платформенных ассоциаций Нуанетси и северо-западного поля Декана.

Пикритойды дают в основном линзо- и пластообразные тела мощностью от долей метра до десятков и сотен метров и протяженностью иногда



Р и с. 20. Докембрийский зеленокаменный пояс Абитиби, Канада. [Рукс е. а. 1973; Naldrett, Goodwin, 1977].

1 — раннедокембрийские осадочные породы (архей); 2 — нижняя вулканогенная толща (архей); 3 — ультрамафиты (архей); 4 — участки со структурой спинифекс в ультрамафитах; 5 — верхняя вулканогенная толща (группа Елэк Ривер, архей); 6 — среднедокембрийские осадочные породы; 7 — мафические интрузии; 8 — гранитоиды.

до нескольких километров. В этих телах в наиболее магнезиальных разновидностях пород встречаются своеобразные закалочные структуры («спинифекс») с шестоватым скелетным оливином. Довольно обычны в пикритоидах апостекловатый мезостазис, миндалекаменная текстура, нередко подушечное и гялокластическое сложение. Они говорят о лавовой или приповерхностной фации застывания.

Обычно отмечают резкие границы пикритоидов с базальтоидами. Мела- и субмеллапикритоиды часто дают изолированные друг от друга тела, но нередко залегают в контурах одной и той же пикритоидной залежи. Это указывает на повышенную парагенетическую связность между мела- и субмеллапикритоидами. Хотя субмеллапикритоиды развиты в общем явно шире, чем меллапикритоиды, последние в некоторых ассоциациях преобладают над первыми (пояс Якабинди — Скотия — Норсмен; пояс Абитиби; пояс Белингве).

Валовый объем кислой группы вулканитов в учтенных ассоциациях соразмерен с субмеллапикритоидной, может быть, несколько ее превышая. В платформенных и океанических ассоциациях объем этот невелик, но в некоторых геосинклинальных весьма значителен (пояс Абитиби; пояс Якабинди — Скотия — Норсмен; район Барбертон). Для кислой группы, как обычно, сохраняет силу преобладание тефроидов над лавами. Иногда ее представляют лишь секущие субвулканические тела (Южная зона Печенгского синклинория). В миоцене Западной Исландии и в платформенной ассоциации провинции Нуанетси отмечают игнимбритовые покровы. Кислые вулканиты иногда входят в состав накоплений вулканических плато, но чаще рассматриваются как остатки вулканических построек центрального типа.

По стратиграфической вертикали господствующие базальтоиды обычно распространены от нижней до верхней части разреза описываемых ассоциаций. Пикритоиды сопутствуют им чаще в низах разреза, а кислые породы — в верхах (платформенные ассоциации Нуанетси и северо-западного поля Декана; геосинклинальные ассоциации районов Рамблер, Абитиби, Якабинди — Скотия — Норсмен, Барбертон, Белингве). Но встре-

чается и обратная последовательность (в раннемезозойской ассоциации комплекса Тродос кислые вулканы отмечаются в основном в низах, а пикритоидные — в верхах).

По соотношению в разрезах породы кислой группы явно теснее сопряжены с базальтоидами, чем с пикритоидами. Породы кислой группы практически всегда отделены от базальтоидной четкими полевыми границами и (ввиду отсутствия или малого развития лейкобазальтоидов) выборочным петрохимическим разрывом по многим показателям.

Многие авторы отмечают четкие границы пикритовых тел с базальтоидами, которые маркируются обычно появлением в пикритах обильных вкрапленников оливина (или псевдоморфоз по нему) и клинопироксена. Детально описаны по буровому керну контакты между породами этих групп в северо-западном поле трапшв Декана [West, 1958]. Пикритоиды (названные лимбургитами, океанитами, анкарамитами) здесь образуют лавовые потоки мощностью до нескольких десятков метров, с субаэральными корками оплавления, окисления и закалки, везде четко отграниченные от базальтовых потоков, с которыми они переслаиваются. Между пикритовой и базальтоидной группами фиксируются разрывы по петрографическим признакам. В частности, хорошо проявлен разрыв между пикритоидами и базальтоидами по содержанию вкрапленников плагиоклаза: в базальтоидах — около 10% и больше, в пикритоидах — от нуля до первых процентов (микровкрапленники).

Между сближенными по составу базальтоидной и субмелалпикритовой группами могут фиксироваться разделяющие их выборочные разрывы по  $MgO$  (Западная Австралия; район Рамблер), отношению  $Fe/Fe + Mg$  (Западная Австралия), содержаниям  $Ni$  и  $Cu$  (Западная Австралия) и некоторым другим показателям.

Внутри пикритоидных тел нередко наблюдаются нечетко ограниченные линзовидные и слоевидные такситовые обособления, выраженные скоплением кристаллов оливина в нижних и средних горизонтах залежи. В основном они могут быть результатом фракционирования внутри залежи; разные авторы связывают их с оседанием кристаллов либо с концентрацией кристаллов в более быстрых струях потока. Разница составов разных участков такого такситового лавового потока или силла, как правило, небольшая, укладывается в рамках составов одной породной группы (пример — пикритоидные потоки в северо-западном поле трапшв Декана [West, 1958]). В таких пикритоидных телах не обособляется базальтоидная фракция.

В мощных пластообразных залежах (силлы и предполагаемые бывшие лавовые потоки с закаленными краями пикритоидного состава) поликристаллическая центральная часть бывает резко расслоенной, с четкими границами между обособившимися перидотитовой (внизу), пироксенитовой и габброидной (вверху) частями; примеры — два 120-метровых «потока» Тео и Фреда в окрестностях Мунро, пояс Абитибби, Канада [Arndt, 1977]. Внутри пикритоидных линз, в том числе имеющих закалочные структуры по краям, бывают резко обособлены дунитовые линзы, в частности, в районе Якабинди, Западная Австралия [Naldrett, Turner, 1977]. Они могут рассматриваться как крайний продукт фракционирования оливина, почти мономинеральный. По составу они сильно уклоняются от пород мелалпикритовой группы.

Трудности разделения мела- и субмелалпикритовой групп пород связаны с недостаточной детальностью описания структуры сложных тел, при котором часто упускаются из виду имеющиеся четкие границы. Последние в детально изученных телах разделяют мелалпикритоиды (перидотиты), субмелалпикритоиды (пироксениты) и базальтоиды (габброиды). При разделении мела- и субмелалпикритовой групп пород обычно помогают выборочные разрывы или минимумы по  $MgO$  (например, в выборках из

ассоциаций Тродос, Барбертон, Белингве, Западной Австралии) и некоторым другим петрохимическим показателям.

На основе данных табл. 11—13 приведем петрохимическую сводку по породным группам.

Базальтоидная группа во всех учтенных случаях имеет базальтовые уклоны, лейкобазальтоидные уклоны не зафиксированы, т. е. базальтоиды проявляют общую меланократовую тенденцию. Наименее меланократовой (с мезолейкобазальтоидным уклоном) базальтоидная группа оказалась в платформенных ассоциациях Нуанетси и северо-западного поля Декана и в геосинклинальной ассоциации Тродос. Наиболее меланократовые — мелабазальтоидные уклоны отмечены в ассоциации рифтовой зоны Центральной и Юго-Западной Исландии и геосинклинальных комплексах пояса Абитиби и Северной зоны Печенгского синклинория.

Железистый уклон базальтоидов отмечен в ассоциациях из всех трех типов геолого-тектонических областей (Подкаменная Тунгуска; Ян-Майен; Северная зона Печенгского синклинория). Магниевый уклон отмечен в океане (Гавай) и в ряде геосинклинальных ассоциаций.

Ни в одной из учтенных ассоциаций не преобладают щелочные разновидности базальтоидов, в том числе и в метавулканических геосинклинальных комплексах, где щелочность несколько повышена при альбитизации плагиоклазов. В явном большинстве случаев уклон базальтоидов низкощелочной (Подкаменная Тунгуска, Исландия, Гавай и ряд геосинклинальных ассоциаций). В платформенных комплексах Нуанетси и северо-западного поля Декана и в зоне Ян-Майен Северной Атлантики низкощелочные и щелочные разновидности базальтоидов развиты в сопоставимых количествах.

Для платформенных базальтоидов отмечены уклоны от умеренно-натриевого (Нуанетси) до умеренно высоконатриевого (Подкаменная Тунгуска) либо сопоставимое развитие умеренно- и высоконатриевых разновидностей. В океанических ассоциациях обычен весьма высоконатриевый уклон; в ассоциации Ян-Майен сопоставимо развиты умеренно- и высоконатриевые разновидности. Метабазальтоиды геосинклинальных ассоциаций показывают высоконатриевые уклоны, вплоть до «крайне высоконатриевого»; натриевость здесь частично усилена альбитизацией плагиоклазов.

Почти во всех примерах устанавливается преобладание низкоглиноземистых базальтоидов, за исключением зоны Ян-Майен, где сравнимо представлены низко- и высокоглиноземистые разновидности. Экстремальный, весьма низкоглиноземистый уклон базальтоидов характеризует ассоциацию из Исландии, а также геосинклинальные комплексы поясов Абитиби и Якабинди — Скотия — Норсмен и Северной зоны Печенгского синклинория. Во взятых платформенных ассоциациях базальтоиды имеют уклоны от умеренно низкотитанистого (Подкаменная Тунгуска) до высокотитанистого (Нуанетси), в океанических — высокотитанистые (за исключением рифта Центральной и Юго-Западной Исландии, где соизмеримо представлены низко- и высокотитанистые породы). В рассматриваемых примерах геосинклинальных ассоциаций преобладают низкотитанистые базальтоиды.

Субмеланократовидная группа в обсуждаемых ассоциациях имеет умеренномагниевый уклон либо магниевый, с заметной ролью высокомагниевых разновидностей. В океанических и геосинклинальных комплексах преобладают низкощелочные уклоны, вплоть до весьма низкощелочного (Северная зона Печенгского синклинория). В платформенных комплексах сравнимо представлены низко- и умереннощелочные породы. Почти во всех случаях преобладают натриевые разновидности, причем в некоторых метавулканических ассоциациях устанавливаются весьма и «крайне» высоконатриевые уклоны, в какой-то мере обязанные альбитизации плагиоклазов.

Петрохимические данные для существенно базальтоидной ассоциации с мелалапкритоидной и кислой группами

Номер	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
Геосинклинальная область										
1а	52,41	0,91	15,08	—	10,30	6,99	9,80	2,50	0,58	0,10
	4,48	0,22	1,19	—	1,50	2,31	2,24	0,31	0,58	0,06
б	73,49	0,34	13,72	—	3,38	1,17	2,14	3,01	2,24	0,08
	3,99	0,14	1,64	—	1,82	0,62	0,86	1,37	1,19	—
в	45,80	0,24	5,85	—	9,71	31,57	5,46	0,07	0,02	—
	0,71	0,07	1,74	—	0,99	4,50	2,22	0,05	0,01	—

1. Архейская метавулканическая ассоциация группы Принс-Альберт, п-ов Мелвилл, Канада [Fruger, Jenner, 1978]. а. Базальтоидная группа (10 ан.). Уклон железомagneвий, низкощелочной, натриевый, низкоглиноземистый, низкотитанистый. б. Кислая группа (14 ан.; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 11 ан.). Уклон железомagneвий, низкощелочной, среднеглиноземистый, плюмазитовый. в. Мелалапкритоидная группа (4 ан.).

Во всех примерах установлены высокоглиноземистые уклоны; в ряде случаев значительно развиты умеренно высокоглиноземистые разновидности (Нуанетси, северо-западное поле трапхов Декана, Печенга, Барбертон). В платформенных и океанических примерах зафиксированы высокотитанистые уклоны субмелалапкритоидов (Нуанетси, Декан, Гавай). В геосинклинальных ассоциациях рассматриваемая группа пород оказывается низкотитанистой (до крайне низкотитанистой в районе Рамблер), кроме района Печенги (высокотитанистый уклон в Северной зоне и сравнимое развитие низко- и высокотитанистых разновидностей в Южной).

Для мелалапкритоидной группы представительные петрохимические данные имеются пока лишь для геосинклинальных ассоциаций рассматриваемых классов. Характерен высокомагневий, весьма низкощелочной уклон (до крайне низкощелочного, в комплексах поясов Абитиби и Якабинди — Скотия — Норсмен), весьма и крайне низкотитанистый. Уклон щелочности там, где возможны доверительные оценки, оказывается высоконатриевым. Глиноземистость группы низкая (Барбертон, Абитиби), средняя (Якабинди — Скотия — Норсмен, Тродос) до умеренно высокой (Белингве). Упомянутые выше дунитовые линзы Якабинди имеют ультрапикритоидный, весьма высокомагневий, крайне низкощелочной, крайне низкоглиноземистый, крайне низкотитанистый уклон (см. табл. 12). По условиям становления это уже четко плутоническая группа пород, которая с вулканитами может рассматриваться лишь в рамках вулканоплутонической ассоциации.

Петрохимические данные о кислой группе в доступной литературе обрывочны. Там, где выборки позволяют сделать доверительные оценки, группа оказалась щелочной (рифтовая зона Центральной и Юго-Западной Исландии, пояс Якабинди — Скотия — Норсмен) и низкощелочной (район Норанда). В рифтовой зоне Исландии встречаются агпаитовые породы. «Весьма низкощелочной» уклон кислых метавулкаников Северной зоны Печенгского синклинория нуждается в проверке в связи с возможными ошибками при групповом опробовании пород.

Кайнотипные кислые вулканиты обнаруживают по соотношению щелочей уклон умереннонатриевый (ассоциации из Исландии). «Высоконатриевый» уклон архейских кислых вулкаников районов Барбертон, Норанда и Якабинди — Скотия — Норсмен связан в какой-то мере с региональной альбитизацией плагиоклазов; для последнего из указанных районов предположить первичный высоконатриевый уклон трудно ввиду пре-

## Петрохимические данные для существенно базальтоидных ассоциаций с пикритовидными и кислой группами

Номер	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
П л а т ф о р м а										
1а	48,04	2,18	14,99	4,79	7,55	6,70	10,55	2,83	1,08	0,36
	1,66	1,09	1,47	2,43	2,01	2,09	1,45	1,20	0,56	—
б	46,18	2,09	10,08	4,43	7,61	15,26	11,50	1,63	0,83	0,27
	1,62	1,21	0,94	1,51	2,09	2,79	1,38	0,35	0,22	0,07
в	71,98	0,43	12,65	2,73	2,40	0,30	2,13	3,62	3,59	0,12
	2,42	0,14	1,41	1,38	1,47	0,25	0,82	1,24	1,23	—
г	45,80	1,43	6,95	2,80	8,23	24,17	8,85	0,79	0,49	0,23
О к е а н ы										
2а	48,45	1,70	14,75	2,68	9,55	8,26	11,93	2,11	0,21	0,17
	0,92	0,62	1,34	1,47	1,68	1,75	1,10	0,41	0,15	0,12
б	73,29	0,29	12,65	1,37	2,01	0,28	1,66	4,75	3,54	0,08
	2,71	0,16	0,79	0,92	1,41	0,46	0,49	0,48	1,63	—
в	46,95	0,46	13,60	1,72	7,17	17,05	11,56	1,27	0,03	0,04
	44,55	0,44	9,81	1,38	8,45	25,73	8,64	0,79	0,07	0,02
г	47,58	2,54	15,66	3,73	7,69	7,06	12,27	2,40	0,67	0,24
3а	1,29	0,41	1,27	0,89	0,58	0,27	0,95	0,10	0,32	0,09
	46,94	2,28	11,98	3,68	8,03	12,77	11,24	2,09	0,64	0,16
в	41,61	0,71	4,55	3,13	10,48	33,39	4,94	0,77	0,37	0,05
г	70,45	0,32	15,52	0,47	1,76	0,11	1,89	5,38	3,97	0,06
Г е о с и н к л и н а л ь н ы е о б л а с т и										
4а	54,39	0,68	15,03	5,06	2,52	8,18	8,80	2,44	0,87	0,09
	3,08	0,39	1,47	4,66	1,95	3,12	2,55	1,11	1,16	0,03
б	46,62	0,25	6,28	3,03	6,34	31,26	5,41	0,40	0,09	0,07
	1,13	0,09	2,08	0,74	0,67	3,06	1,15	0,22	0,05	—
в	50,46	0,54	11,86	3,04	5,73	16,15	10,47	0,97	0,27	0,06
	3,37	0,43	1,32	1,42	1,39	3,26	1,99	0,38	0,23	0,03
г	74,06	0,35	12,40	2,01	2,40	0,68	2,49	4,64	0,76	0,10
	5,69	0,16	1,22	0,71	2,30	0,08	1,35	0,23	0,66	0,07
5а	49,95	1,46	13,99	3,46	10,39	6,87	10,79	2,43	0,35	0,11
	1,64	0,45	0,98	1,05	1,61	1,01	1,64	0,38	0,41	0,09
б	46,42	2,38	8,21	3,08	13,42	15,68	9,87	0,30	0,19	0,24
	1,53	0,43	0,98	1,02	1,36	2,03	1,67	0,20	0,14	0,14
в	40,80	1,13	3,52	9,21	8,20	35,25	1,37	0,11	0,06	0,18
г	77,29	0,47	9,87	1,33	3,92	1,70	1,80	2,83	0,21	—
6а	49,26	0,93	13,30	—	13,15	10,89	10,60	1,46	0,09	0,09
	45,29	0,28	5,56	4,61	4,87	32,48	5,15	0,29	0,07	—
б	1,29	0,13	2,15	1,85	1,98	6,30	2,57	0,26	0,05	—
	48,70	0,54	9,16	—	11,01	17,73	11,14	1,06	0,05	—
в	2,26	0,12	1,99	—	1,05	3,30	1,94	0,72	—	—
	74,88	0,34	12,16	4,14	—	0,96	1,37	4,74	1,41	0,06
г	2,80	0,17	1,06	1,47	—	0,64	1,02	1,04	0,88	0,04
	54,14	0,82	14,37	1,63	8,72	7,59	9,60	2,39	0,28	0,14
7а	3,79	0,30	2,11	0,73	2,12	2,42	2,24	0,97	0,35	0,26

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
б	47,61	0,32	6,38	1,47	9,70	27,41	6,29	0,26	0,28	0,04
	1,27	0,06	0,93	—	—	3,49	1,25	0,21	0,22	0,03
в	52,39	0,58	10,31	2,02	9,42	14,43	8,01	1,54	0,05	0,05
	2,39	0,30	1,19	2,78	3,14	1,60	1,81	0,80	0,06	0,03
8a	51,36	1,15	14,08	—	12,68	6,28	10,31	2,24	0,25	0,08
	1,71	0,51	1,17	—	1,80	2,20	1,86	0,69	0,13	—
б	45,88	0,27	5,06	4,43	5,44	33,03	4,54	0,20	0,04	0,02
	1,92	0,09	1,36	1,34	1,71	5,60	2,51	0,20	0,05	—
в	71,91	0,36	15,55	0,80	1,11	1,06	1,39	5,31	2,49	—
	3,04	0,19	1,31	0,92	0,92	0,95	1,25	1,20	1,70	—
г	49,97	0,50	10,00	1,72	9,32	17,05	9,55	1,16	0,15	0,27
	1,73	0,16	2,36	1,10	1,50	3,38	2,12	0,77	0,12	—
д	40,43	0,02	0,36	—	7,93	50,12	0,12	0,01	0,01	—
	0,62	0,01	0,12	—	1,54	2,11	0,14	0,00	0,00	—
9a	52,84	1,01	14,16	2,57	9,05	6,92	9,84	2,84	0,35	0,11
	1,84	0,36	0,93	1,09	1,74	1,26	1,38	0,78	0,30	0,04
б	52,53	0,71	8,14	1,99	9,31	14,45	10,48	1,73	0,24	0,08
	2,14	0,26	2,28	2,13	2,27	4,37	1,89	1,06	0,34	0,03
в	46,60	0,35	3,11	3,76	5,68	33,33	4,81	0,20	0,05	0,06
	1,49	0,36	0,96	—	—	3,50	1,68	0,26	0,05	0,02
г	72,23	0,31	14,86	0,57	1,93	1,57	1,18	6,02	1,16	0,12
	2,87	0,15	1,44	0,30	0,68	0,73	1,25	1,58	0,83	0,06

1. Позднемеловая-эоценовая ассоциация Северо-Западного поля трапсов Декана [Вембан, 1950; Sukheswala, Poldervaart, 1958; West, 1958; Subba Rao, 1964; Ghose, 1972; Krishnamurthy, Cox, 1977; и др.]. а. Базальтоидная группа (26 ан.;  $P_2O_5$  — 19 ан.). б. Субмеланикритоидная группа (8 ан.). в. Кислая группа (9 ан.;  $P_2O_5$  — 7 ан.). г. Меланикритоидная группа (2 ан.).

2. Плиоцен-четвертичная ассоциация южной части Центральной (рифтовой) зоны, Центральная и Юго-Западная Исладия [Исладия..., 1978]. а. Базальтоидная группа (58 ан.). б. Кислая группа (13 ан.;  $P_2O_5$  — 11 ан.), в том числе агпайтовые породы. в. Субмеланикритоидная группа (3 ан.). г. Меланикритоидная группа (2 ан.).

3. Позднекайнозойская ассоциация островов Гамбье (или Мангарева; [Lacroix, 1927]). а. Базальтоидная группа (4 ан.). б. Субмеланикритоидная группа (1 ан.). в. Меланикритоидная группа (1 ан.). г. Кислая группа (1 ан.).

4. Раннемезозойская метавулканическая ассоциация комплекса Тродос, Кипр [Searle, Vokes, 1969; Moores, Vine, 1971; Lapiere, 1975; Desmet, 1976; Smewing, Potts, 1976; и др.]. а. Базальтоидная группа (33 ан.;  $P_2O_5$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $FeO$  — 20 ан.). б. Меланикритоидная группа (12 ан.;  $Fe_2O_3$ ,  $FeO$  — 8 ан.;  $P_2O_5$  — 6 ан.). в. Субмеланикритоидная группа (8 ан.;  $P_2O_5$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $FeO$  — 5 ан.). г. Кислая группа (4 ан.).

5. Среднепротерозойская метавулканическая ассоциация верхов печенгской серии, Северная зона Печенгского синклиория ([Предовский, Федотов, Ахмедов, 1974]; все анализы по групповым пробам). а. Базальтоидная группа (52 ан.). б. Субмеланикритоидная группа (9 ан.). в. Меланикритоидная группа (1 ан.). г. Кислая группа (1 ан.).

6. Архейская метавулканическая ассоциация пояса Абитibi, Канада [Baragar, 1968; Naldrett, Mason, 1968; Pyke e. a., 1973; Imreh, 1975; Jolly, 1975; Arndt, 1977; Arth e. a., 1977; Villaume, Rose, 1977; Sun, Nesbitt, 1978; Dimitriu e. a., 1979; и др.]. а. Базальтоидная группа (45 ан.;  $P_2O_5$  — 9 ан.). б. Меланикритоидная группа (74 ан.;  $Fe_2O_3$ ,  $FeO$  — 18 ан.;  $Na_2O$  и  $K_2O$  — по 45 анализам). в. Субмеланикритоидная группа (13 ан.;  $K_2O$  — 8 ан.). г. Кислая группа (район Норанда; 137 ан.).

7. Позднеархейская метавулканическая ассоциация пояса Беллингве, Южная Родезия [Bickle e. a., 1975; Hawkesworth, O'Nions, 1977; Nisbet e. a., 1977; Sun, Nesbitt, 1978]. а. Базальтоидная группа (40 ан.;  $Fe_2O_3$ ,  $FeO$  — 37 ан.). б. Меланикритоидная группа (38 ан.;  $Fe_2O_3$ ,  $FeO$  — 35 ан.). в. Субмеланикритоидная группа (14 ан.;  $Fe_2O_3$ ,  $FeO$  — 13 ан.).

8. Архейская метавулканическая ассоциация пояса Якабинди—Скотия—Норсмен, Западная Австралия [Joplin, 1963, 1975; Hallberg, 1972; Glikson, 1972; Williams, 1972; Naldrett, Turner, 1977; Nesbitt, Sun, 1976; Sun, Nesbitt, 1978; и др.]. а. Базальтоидная группа (49 ан.;  $P_2O_5$  — 6 ан.). б. Мелалапикритонидная группа (53 ан.;  $P_2O_5$  — 15 ан.;  $Fe_2O_3$ , FeO — 14 ан.). в. Кислая группа (105 ан.). г. Субмелалапикритонидная группа (19 ан.;  $Fe_2O_3$ , FeO,  $P_2O_5$  — 9 ан.). д. Дуниты (6 ан.).

9. Архейская метавулканическая ассоциация района Барбертон, ЮАР [Viljoen, Viljoen, 1969; Glikson, 1976; Condie e. a., 1977; Herrmann e. a., 1976; Hawkesworth, O'Nions, 1977; Villaume, Rose, 1977; Sun, Nesbitt, 1978; и др.]. а. Базальтоидная группа (31 ан.;  $Fe_2O_3$ , FeO — 26 ан.). б. Субмелалапикритонидная группа (39 ан.;  $Fe_2O_3$ , FeO — 31 ан.). в. Мелалапикритонидная группа (13 ан.;  $Fe_2O_3$ , FeO — 4 ан.). г. Кислая группа (7 ан.).

Базальтоидная группа. Уклоны: Мелабазальтовый — 2, 5. Мелабазальтоидный — 6. Меламезобазальтовый — 1, 7. Мезобазальтовый — 8, 9. Базальтовый — 4. Мезолейкобазальтоидный — 4. ● Умеренномагниевоый — 6, 7. Магниевоый — 4. Железосмагниевоый — 1, 2, 8, 9. ● Низкощелочной — 2, 4, 5—8. «Субщелочной» (щелочность вторично повышена) — 9. ● Высоконатриевоый — 1, 5. Весьма высоконариевоый — 2, 4, 8. «Весьма высоконариевоый» (вторично усилен) — 6, 9. «Крайне высоконариевоый» (вторично усилен) — 7. ● Весьма низкоглиноземистый — 2, 5, 6, 8. Низкоглиноземистый — 1, 4, 7, 9. ● Низкотитанистый — 4—9. Среднетитанистый — 2.

Мелалапикритонидная группа. Уклоны: Мелалапикритовый — 6, 8, 9. ● Высокомагниевоый — 4, 6—9. ● Крайне низкощелочной — 6, 8. Весьма низкощелочной — 4, 7, 9. ● Натриевоый — 4. Высоконатриевоый — 6, 8. ● Низкоглиноземистый — 6, 9. Среднеглиноземистый — 4, 8. Умеренно высокоглиноземистый — 7. ● Крайне низкотитанистый — 4, 6—8. Весьма низкотитанистый — 9.

Субмелалапикритонидная группа. Уклоны: Пикритовый — 5. Субмелалапикритонидный — 1, 4, 6—9. ● Умеренномагниевоый — 1, 5, 7, 9. Магниевоый — 4, 6, 8. ● Весьма низкощелочной — 5. ● Низкощелочной — 4, 6, 8. ● Натриевоый — 1, 4, 5. Высоконатриевоый — 7. «Весьма высоконариевоый» (вторично усилен) — 8, 9. «Крайне высоконариевоый» (вторично усилен) — 6. ● Высокоглиноземистый — 1, 5, 9. Весьма высокоглиноземистый — 4, 6—8. ● Весьма низкотитанистый — 6—9. Низкотитанистый — 4. Высокотитанистый — 1, 5.

Кислая группа. Уклоны: Риолитовый — 8. ● Железосмагниевоый — 8, 9. Железистый — 1, 6. Высокожелезистый — 2. ● Низкощелочной — 6. Умереннощелочной — 2, 8. ● Натриевоый — 1. Умереннонариевоый — 2. «Высоконатриевоый» (вторично усилен) — 6, 8, 9. ● Весьма низкоанортитовый — 1, 2. ● Низкоглиноземистый — 2, 6. Высокоглиноземистый — 8.

обладания риолитов (метариолитов). По соотношению магния и железа выявлены, кроме обычных железистых, два случая с железосмагниевоым уклоном, редким для кислой группы (архейские ассоциации Барбертон и Якабинди — Скотия — Норсмен). В эффузивных толщах обычно ассоциируются афирозные и порфиоровые базальтоиды, иногда преобладают афирозные и скуднопорфиоровые (архей районов Абитиби и Микатарра). Свежие малоизмененные базальтоиды во взятых примерах платформенных и океанических ассоциаций описывались под названиями оливиновых толеитов, базальтов, долеритов, трахибазальтов, долеритов, трахиандезитов, муджиеритов, анкармитов, базанитоидных трахибазальтов и др.

Во вкрапленниках платформенных базальтоидов чаще всего преобладает плагиоклаз (№ 50—90), затем клинопироксен, непостоянно присутствует оливин (с 70—80% форстеритовой молекулы); в щелочных разновидностях изредка появляется калишпат. В долеритах Подкаменной Тунгуски, где преобладают низкощелочные базальтоиды, отмечен ортопироксен; там же отмечены анальцимовые долериты. В зоне Нуанети известны нефелиниты.

Низкощелочная базальтоидная группа неогеновой ассоциации Гавай вместе с плагиоклазом, магниевоым оливином и клинопироксеном содержит во вкрапленниках ортопироксен, замещаемый оливином в реакционных каемках. Вместе с плагиоклазом (№ 60—70), оливином и клинопироксеном ортопироксен спорадически отмечается в базальтах подводного поднятия Ян-Майен.

## Петрохимические данные для существенно базальтоидных ассоциаций с субмеланкритовой и кислой группами

Номер	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<b>П л а т ф о р м ы</b>										
1а	52,17 1,85	2,67 0,94	13,90 1,92	3,32 1,32	8,86 0,96	5,60 1,54	8,10 1,74	2,76 0,65	1,95 0,84	0,51 0,27
б	49,27	2,65	8,55	2,05	10,30	15,90	7,53	1,58	1,59	0,42
в	73,31	0,34	11,96	3,44	0,52	0,53	1,49	2,50	5,81	0,05
2а	49,03 1,47	1,58 0,61	15,54 1,39	4,80 2,27	8,90 2,02	6,27 1,81	10,48 1,43	2,37 0,46	0,64 0,25	0,18 0,09
б	44,24 0,81	0,95 0,21	12,63 1,56	2,25 0,72	15,06 1,29	14,68 2,15	7,86 0,40	1,58 0,22	0,41 0,07	0,11 0,03
<b>О к е а н ы</b>										
3а	49,08 2,30	2,17 0,54	14,36 1,23	4,23 1,55	8,80 1,66	6,89 2,35	11,07 1,92	2,50 0,55	0,36 0,30	0,32 0,23
б	73,04 2,61	0,37 0,27	12,83 0,91	2,03 1,01	1,56 1,37	0,26 0,25	1,77 0,94	4,39 0,80	3,51 0,71	0,11 0,06
в	47,32	1,20	11,10	0,85	7,91	18,13	10,22	1,66	0,40	0,12
4а	49,78 1,47	2,36 0,35	14,84 0,86	3,67 1,27	8,03 1,21	7,93 1,40	10,49 0,64	2,12 0,24	0,33 0,15	0,27 0,05
б	47,05 1,22	1,87 0,15	11,73 1,28	3,47 1,01	8,87 0,72	16,47 2,99	8,47 1,06	1,50 0,24	0,22 0,11	0,18 0,03
в	67,31	0,69	15,83	1,41	1,24	1,57	2,84	4,48	3,37	0,21
5а	49,16 3,78	3,00 0,76	16,26 1,55	4,14 2,36	7,18 2,79	5,14 1,40	9,57 2,31	3,31 1,03	1,87 1,07	0,30 —
б	65,99	0,43	16,26	3,29	0,57	0,65	1,65	5,65	5,32	—
в	47,33	1,92	9,42	3,29	5,44	15,12	14,69	1,34	1,15	—
<b>Г е о с и н к л и н а л ь н ы е о б л а с т и</b>										
6а	56,00 4,81	0,74 0,44	15,43 1,26	2,77 1,48	6,75 2,37	6,72 2,24	6,90 2,68	3,94 0,99	0,54 0,46	0,11 —
б	73,13 2,50	0,29 0,08	13,10 1,15	1,39 0,69	2,63 1,07	1,60 0,76	1,56 0,91	5,26 0,85	0,86 0,76	0,09 —
в	48,98	0,40	12,42	1,37	9,32	17,98	7,61	1,25	0,24	0,21
7а	49,75	1,70	15,60	—	11,12	7,95	9,83	3,66	0,09	0,18
б	53,41	0,16	0,59	—	9,75	14,37	10,33	2,02	0,12	0,07
8а	51,40 2,86	1,99 0,77	16,11 1,78	3,56 2,17	7,92 2,32	6,58 1,99	7,47 2,49	4,07 0,94	0,46 0,65	0,25 0,19
б	48,61	1,92	10,85	2,69	10,44	12,82	10,31	1,95	0,10	0,12
в	66,59	0,93	16,86	4,37	1,54	2,37	0,82	2,63	3,57	0,24
9а	50,69 2,11	1,28 0,16	14,62 1,10	2,31 0,61	9,46 1,91	8,26 0,96	9,92 2,94	2,83 0,71	0,24 0,18	0,19 0,07
б	47,10 2,21	1,52 0,47	7,83 1,16	3,27 1,66	9,91 1,24	20,52 0,84	8,40 0,82	0,89 0,28	0,19 0,09	0,21 0,08
10а	51,14 2,83	1,10 0,30	14,89 2,54	2,87 1,02	9,84 2,11	7,16 1,65	9,84 1,42	2,52 0,77	0,28 0,25	0,15 0,06
б	70,75	0,62	16,63	1,13	1,40	1,00	2,69	3,44	2,14	0,17

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
в	48.82	0.95	9.61	2.19	13.41	11.94	10.42	1.94	0.29	0.20
	1.64	0.17	1.51	0.25	1.39	1.00	1.55	0.48	0.31	0.02
11а	53.66	1.02	13.83	2.60	8.24	7.88	9.37	2.76	0.29	0.14
	1.44	0.42	1.50	0.51	0.99	2.95	1.34	1.29	0.21	0.04
б	51.89	0.55	9.91	2.56	8.49	16.86	8.53	0.69	0.23	0.10
	3.03	0.11	1.85	0.39	1.16	1.91	0.81	0.53	0.42	0.05
в	78.60	0.30	11.99	0.50	0.32	0.40	0.51	6.89	0.18	0.10

1. Позднетриасово-юрская ассоциация провинции Нуанетси, Южная Родезия [Cox, Johnson e. a., 1965; Cox, Macdonald, Hornung, 1967; и др.]. а. Базальтоидная группа (9 ан.). б. Субмеланикритоидная группа (56 ан.). в. Кислая группа (3 ан.).

2. Пермская ассоциация среднего течения Подкаменной Тунгуски [Карпов, 1978; и др.]. а. Базальтоидная группа (41 ан.). От мела-до лейкобазальтов, низко- и умереннощелочные. б. Субмеланикритоидная группа (4 ан.).

3. Миоценовая ассоциация Западной Исландии [Исландия..., 1978; Bailey, Nee-Nygaard, 1976]. а. Базальтоидная группа (28 ан.). б. Кислая группа (9 ан.). в. Субмеланикритоидная группа (1 ан.).

4. Неогеновая ассоциация Гавайских островов [Macdonald, Katsura, 1964; Macdonald, 1968]. а. Базальтоидная группа (102 ан.). б. Субмеланикритоидная группа (7 ан.). в. Кислая группа (2 ан.).

5. Палеогеновая ассоциация островов и подводного хребта Ян-Майен [Tugrell, 1926; Шейнманн, 1968; Харин, 1979]. а. Базальтоидная группа (12 ан.;  $P_2O_5$  — 3 ан.). б. Кислая группа (3 ан.). в. Субмеланикритоидная группа (1 ан.).

6. Силурийская метавулканическая ассоциация баймак-бурибаевской свиты и ее аналогов, Магнитогорский синклиорий, Южный Урал [Фролова, Бурикова, 1977; Серавкин, Косарев, 1979; и др.]. а. Базальтоидная группа (56 ан.;  $P_2O_5$  — 38 ан.). б. Кислая группа (60 ан.;  $P_2O_5$  — 54 ан.). в. Субмеланикритоидная группа (5 ан.).

7. Равнепалеозойская метавулканическая ассоциация района Рамблер, о. Ньюфаундленд [Gale, 1973]. а. Базальтоидная группа (3 ан.). б. Субмеланикритоидная группа (9 ан.).

8. Позднерифейская метавулканическая ассоциация кувайской свиты, северо-восточное крыло Дербинского антиклинория, Восточный Саян [Вулканические ассоциации..., 1976; Геологическое строение..., 1978; и др.]. а. Базальтоидная группа (29 ан.). б. Субмеланикритоидная группа (2 ан.). в. Кислая группа (1 ан.).

9. Среднепротерозойская метавулканическая ассоциация верхов печенгской серии, Южная зона Печенгского синклиория ([Предовский, Федотов, Ахмедов, 1974]; все анализы — по групповым пробам). а. Базальтоидная группа (9 ан.). б. Субмеланикритоидная группа (5 ан.).

10. Архейская метавулканическая ассоциация комплекса Эли, Северо-Восточная Миннесота [Green, 1970; Green, Schulz, 1977]. а. Базальтоидная группа (13 ан.). б. Риолит низкощелочной (1 ан.). в. Субмеланикритоидная группа (4 ан.).

11. Архейская метавулканическая ассоциация зоны Микатарра, Западная Австралия [Joplin, 1963; Hallberg, Carter, West, 1976]. а. Базальтоидная группа (9 ан.). б. Субмеланикритоидная группа (7 ан.). в. Кислая группа (1 ан.).

Базальтоидная группа. Уклоны: Меламезобазальтовый — 2, 3, 10. Меламезобазальтоидный — 9. Мезобазальтовый — 4. Базальтовый — 5, 6, 11. Мезолейкобазальтоидный — 1, 8. ● Умеренномагнезиевый — 4, 6, 9, 11. Железомagneзиевый — 1, 3, 8, 10. Железистый — 2. Умеренножелезистый — 5. ● Низкощелочной — 2—4, 10. ● Натриевый — 5. Умереннонатриевый — 1. Высоконатриевый — 11. Умеренно высоконатриевый — 2. Весьма высоконатриевый — 3, 4. «Весьма высоконатриевый» (вторично усилен) — 6, 9, 10. «Крайне высоконатриевый» (вторично усилен) — 8. ● Весьма низкотитанистый — 3. Низкоглиноземистый — 1, 2, 4, 6, 9—11. ● Весьма низкотитанистый — 6. Умеренно низкотитанистый — 2, 9, 10. Низкотитанистый — 11. Высоктитанистый — 1, 3, 4, 8. Весьма высокотитанистый — 5.

Субмеланикритоидная группа. Уклоны: Субмеланикритоидный — 1, 4, 7, 11. ● Умеренномагнезиевый — 1. Магнезиевый — 4, 7, 11. ● Умеренно низкощелочной — 4. Низкощелочной — 7, 11. Субщелочной — 1. ● Умеренно-

натриевый — 1. Высоконатриевый — 4. «Весьма высоконатриевый» (вторично усилен) — 7. ● Высокоглиноземистый — 1, 9. Весьма высокоглиноземистый — 4, 7, 11. ● Крайне низкотитанистый — 7. Весьма низкотитанистый — 11. Среднетитанистый — 9. Высоктитанистый — 1. Умеренно высокотитанистый — 4.

Кислая группа. Уклоны: Дацитовый — 6. ● Умеренножелезистый — 6. Высокожелезистый — 3. Субщелочной — 6. Умереннощелочной — 3. ● Умереннонатриевый — 3. «Высоконатриевый» (вторично усилен) — 6. ● Весьма низкоанортитовый — 3. ● Низкоглиноземистый — 3, 6. Плюмазитовый — 6.

Метабазальтоиды в учтенных геосинклиналильных ассоциациях описываются как базальтовые коматииты (термин был впервые использован для пород района Барбертон, ЮАР), толеитовые базальты, базальты, андезитобазальты, андезиты. Во вкрапленниках метабазальтоидов часто сохраняется клинопироксен, кое-где реликтовые плагиоклазы (андезин-битовнит), редко оливин (80—95% форстеритовой составляющей в районе Абитибид). Значительно распространены базальтоиды с псевдоморфозами по оливину. Породы субмелалапикритоидной группы описывались как пикриты, пикритобазальты, океаниты, лимбургиты, анкарамиты, пироксенитовые и базальтовые коматииты.

Субмелалапикритоиды обычно порфиоровые, вплоть до весьма обильнопорфиоровых, по содержанию вкрапленников в общем уступают мелалапикритоидам. Отмечены скуднопорфиоровые и даже апостекловатые разновидности (в том числе аналоги гиалокластитов), разновидности с закалочной структурой спинифекс. Породы характеризуются первовыделениями оливина или клинопироксена, сравнимым содержанием этих минералов, каждый из них преобладает (во вкрапленниках и вообще в породе) над плагиоклазом (который может отсутствовать). Оливин содержит около 85—90% форстеритового компонента. Клинопироксен представлен диопсидом-авгитом, иногда с примесью пижонита. В низкощелочных субмелалапикритоидах изредка появляется ортопироксен. Встречается хромовая шпинель. Фельдшпатоидов не отмечено.

Мелалапикритоидная группа пород описывается в первоисточниках как пикриты, океаниты, перидотиты, коматииты, перидотитовые коматииты и др. Породы эти обычно обильнопорфиоровые (до 70—75% вкрапленников, главным образом оливина), хотя встречаются умереннопорфиоровые и даже непорфиоровые разновидности, с закалочной скелетной структурой спинифекс. Первовыделения в этих породах всегда представлены оливином (с содержанием около 90% форстерита), который преобладает над пироксеном (во вкрапленниках и вообще в породе); плагиоклаз отсутствует или образует незначительную примесь. Пироксен — моноклинный (диопсид-авгит, иногда с пижонитом), в низкощелочных пикритоидах к нему может быть примешан ортопироксен (описаны энстатит-бронзит в ассоциации Тродос, гиперстен в породах пояса Абитибид). Часто присутствует хромовая шпинель. В метавулканических комплексах оливин и ортопироксен, как правило, не сохранились. Открытие высокомагниевого пикритоидов с закалочными структурами в провинции Барбертон Южной Африки, затем в Западной Австралии, Канаде и других районах сильно стимулировало разработку взглядов о самостоятельной ультраосновной магне.

Кислые породы во вкрапленниках содержат ту или иную комбинацию кварца, кислого плагиоклаза и калишпатов, иногда с примесью темноцветных, причем калишпат появляется, а кварц исчезает во вкрапленниках с повышением общей щелочности породы. В агпайтовых разновидностях присутствует эгирин-авгит. В метариолитоидах полевые шпаты в основном альбитизированы, хотя даже в раннедокембрийских ассоциациях нередко сохраняется калишпат (ортотлаз, микроклин), реже реликтовые плагиоклазы.

По общепетрографическим и петрохимическим данным в нескольких комплексах отчетлива гомодромная смена составов базальтоидов. В ниж-

ней (неогеновой) серии Гавайских островов базальты повышенной щелочности с обильными крупными вкрапленниками плагиоклаза появляются в верхней части щитовых вулканических построек. Снизу вверх повышаются лейкократовость и щелочность базальтоидов в разрезах архейских ассоциаций районов Барбертон, Белингве, Микатарра. Возрастные тренды составов пикритоидов и кислых пород практически не изучены.

В ассоциациях с более или менее значительным эрозийным срезом вскрыты плутонические ультраосновные, базитовые и гранитоидные тела, главным образом, некрупные (Западная Исландия; ассоциации геосинклинально-складчатых поясов). Силлы и линзообразные залежи мелабазитов и ультраосновных пород часто расслоены. Многие из рассматриваемых геосинклинальных ассоциаций относились к категории офиолитовых комплексов.

Разные типы промышленного оруденения сопровождают геосинклинальные, особенно архейские ассоциации и сопряженные с ними интрузивные комплексы. Медно-свинцово-цинковые и сульфидные золото-серебряные месторождения пояса Абитибби, Канада, отчетливо сопряжены с ареалами кислых вулканитов [Goodwin, 1971]. Промышленные месторождения золота и теллуридов имеются в поясе Якабинди—Скотия—Норсмен и зоне Микатарра, Западная Австралия, в кремнистых штокверках, зонах пиритизации и кварцевых жилах. Пиритовые руды с золотом известны в районе Тродос, Кипр. Золоторудные месторождения локализованы в полях рассмотренной вулканической ассоциации района Барбертон, ЮАР.

Никеленосные серпентиниты и никелевые сульфидные руды в высокомагниевого ультрабазитах (в том числе дунитовых линзах Якабинди) разрабатываются в Западной Австралии. Промышленные никелевые сульфидные руды имеются в поясе Абитибби. Хорошо известны медно-никелевые сульфидные месторождения на севере Печенгского синклинория, локализованные в расслоенных ультрабазит-базитах (в общем более железистых, чем вмещающие никелевые и медно-никелевые месторождения архейские породы Западной Австралии и Канады). Известны хромитовые руды в дунито-гарцбургитовых породах (Тродос), асбестовые месторождения (Барбертон и др.). В недеформированных платформенных вулканитах местами хорошо сохраняются инкрустации исландского шпата. Следует отметить проявления «железистой формации» — окисных осадочных руд железа в архейской вулканогенно-осадочной толще пояса Абитибби, Канада.

Существенно базальтоидные ассоциации с пикритоидами, кислой и щелочносалической группами пород имеют примеры из всех шести выделяемых нами укрупненных геолого-тектонических типов областей (табл. 14—16). Фиксируются все три формально возможных класса этих сложных ассоциаций: 1) с мела- и субмелапикритоидной группами; 2) только с субмелапикритоидной группой; 3) с мелапикритоидной группой. Последний класс зафиксирован в некоторых геосинклинальных зонах; выпадение субмелапикритоидной группы отчасти может объясняться неполнотой петрохимического изучения (например, в комплексе Мамония, Западный Кипр, по петрографическим описаниям ее присутствие возможно).

Все примеры из платформенных областей — это крупнорегиональные формации больших объемов, с ареалами распространения в десятки и даже сотни тысяч квадратных километров. Они относятся преимущественно к внутри- и окраинноплатформенным зонам повышенной подвижности. Последняя в Маймеча-Котуйской провинции проявлена пологой складчатостью с наклоном крыльев складок до 30—35°, в Западной Гренландии и на прилегающих островах (рис. 21) — гомоклинальным падением толщи под углами 15—35°, а на западной окраине Главного поля траппов Декана (см. рис. 18) — 10—20°, в обоих случаях на запад, в сто-

Петрохимические данные для существенно базальтоидных ассоциаций с меланикри-  
тоидной, кислой и щелочносалической группами пород

Номер	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
Геоосинклиналильные области										
1а	49,32	2,53	16,61	—	9,72	5,73	8,90	4,31	1,53	—
	3,33	1,10	1,90	—	1,82	2,78	2,78	1,06	1,03	—
б	62,71	0,78	16,18	—	5,61	0,91	2,52	6,57	3,84	—
	2,23	0,41	0,89	—	1,29	0,36	1,49	0,90	1,69	—
в	70,04	0,57	13,31	—	4,90	0,55	0,99	5,00	3,97	0,22
	3,21	0,12	1,22	—	1,55	0,50	0,79	0,57	0,60	—
г	43,99	0,35	9,60	—	7,92	30,00	6,04	0,90	0,15	—
	48,51	1,84	15,85	5,26	5,76	7,95	9,80	3,35	1,12	0,37
2а	1,65	0,69	1,56	2,10	1,75	2,57	2,32	0,92	0,70	0,20
	63,06	0,50	17,81	4,21	1,51	1,96	2,28	7,23	1,09	0,25
б	2,23	0,16	0,72	1,68	0,69	1,11	1,59	0,92	1,24	0,15
	74,55	0,22	12,52	1,73	2,47	0,54	1,69	5,24	0,84	0,11
в	2,58	0,13	0,79	0,70	1,53	0,18	0,24	0,34	0,61	0,04
	42,13	0,81	6,47	7,44	6,55	30,07	5,70	0,26	0,19	0,14
г	2,00	0,21	1,25	2,87	1,89	4,89	1,98	0,17	0,15	0,05
	50,46	2,14	16,04	3,01	8,50	5,67	8,74	3,87	0,87	0,51
3а	4,71	0,52	1,53	1,66	3,23	3,19	2,38	1,77	0,92	0,39
	74,17	0,32	15,10	0,97	1,42	0,84	1,39	3,46	2,24	0,06
б	60,25	0,26	20,27	3,29	2,42	0,31	1,14	6,26	5,49	0,18
	2,85	0,20	2,17	1,10	1,12	0,22	0,98	1,91	2,86	0,11
в	44,34	0,92	6,94	6,05	9,30	27,76	4,26	0,08	0,05	0,11

1. Позднетриасовая риолитоидно-трахитоидно-трахибазальтоидная (с пикритоидами) метавулканическая ассоциация комплекса Мамония, Западный Кипр [Larigne, 1975]. а. Базальтоидная группа (29 ан.). Уклон базальтовый (мезолейкобазальтоидный), железомagneвий, «среднещелочной» (вторично усилен), «высоконатриевый» (вторично усилен), низкоглиноземистый, высокотитанистый. б. Щелочносалическая группа (8 ан.), в том числе агнаитовые породы. Уклон железистый, среднещелочной, натриевый (вторично усилен), среднеглиноземистый. в. Кислая группа (4 ан.; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 1 ан.), в том числе агнаитовые породы. г. Меланикрит (1 ан.).

2. Средне-позднекембрийская риолитоидно-трахитоидно-трахибазальтоидная (с меланикритами) метавулканическая ассоциация Степнякского синклинория, Центральный Казахстан [Яценко, 1967; и др.]. а. Базальтоидная группа (25 ан.). Уклон меламазобазальтоидный, железомagneвий, «среднещелочной» (щелочность вторично повышена), «высоконатриевый» (вторично усилен). б. Щелочносалическая группа (7 ан.). Уклон мелатрахитоидный, железомagneвий, среднещелочной, натриевый (вторично усилен), среднеглиноземистый. в. Кислая группа (6 ан.). Уклон железистый, субщелочной, «высоконатриевый» (вторично усилен), низкоглиноземистый. г. Меланикритоидная группа (5 ан.).

3. Позднепротерозойская трахитоидно-риолитоидно-базальтовая (с меланикритами) метавулканическая ассоциация северо-западных (Стржибрско-Пласской и Свойшинской) зон области Баррандиев, Чехословакия [Fiala, 1977]. а. Базальтоидная группа (27 ан.). Уклон мезолейкобазальтоидный, железомagneвий, высоконатриевый (вторично усилен), низкоглиноземистый, низкотитанистый. б. Кислая группа (3 ан.). в. Щелочносалическая группа (4 ан.). г. Меланикритоидная группа (3 ан.).

Таблица 15

Петрохимические данные для существенно базальтоидных ассоциаций с пикритоидами, кислой и щелочносалической группами пород

Номер	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
П л а т ф о р м ы										
1а	49,13	2,25	14,50	4,01	8,11	7,36	11,05	2,52	0,59	0,30
б	45,56	1,32	10,90	3,65	7,86	19,09	9,76	1,34	0,22	0,14
в	43,54	1,09	7,45	3,26	8,45	27,24	7,36	0,98	0,31	0,16
г	63,65	0,75	16,89	3,91	1,26	0,85	2,08	5,78	4,66	—
2а	<u>46,99</u> <u>4,00</u>	<u>3,78</u> <u>1,11</u>	<u>14,01</u> <u>1,92</u>	<u>6,64</u> <u>1,89</u>	<u>6,81</u> <u>1,96</u>	<u>4,88</u> <u>1,23</u>	<u>10,00</u> <u>2,37</u>	<u>3,24</u> <u>0,84</u>	<u>2,46</u> <u>1,02</u>	<u>0,96</u> <u>0,47</u>
б	<u>42,43</u> <u>2,33</u>	<u>4,13</u> <u>0,98</u>	<u>10,59</u> <u>1,96</u>	<u>8,32</u> <u>2,32</u>	<u>6,26</u> <u>1,73</u>	<u>9,64</u> <u>2,13</u>	<u>13,45</u> <u>1,80</u>	<u>2,50</u> <u>1,06</u>	<u>1,69</u> <u>0,91</u>	<u>0,74</u> <u>0,41</u>
в	<u>40,56</u> <u>1,17</u>	<u>1,74</u> <u>0,84</u>	<u>3,10</u> <u>1,70</u>	<u>7,48</u> <u>1,63</u>	<u>6,24</u> <u>1,38</u>	<u>33,90</u> <u>6,28</u>	<u>5,79</u> <u>3,53</u>	<u>0,45</u> <u>0,72</u>	<u>0,36</u> <u>0,44</u>	<u>0,22</u> <u>0,14</u>
г	<u>59,80</u> <u>1,02</u>	<u>16,16</u> <u>0,18</u>	<u>16,46</u> <u>1,28</u>	<u>4,03</u> <u>1,40</u>	<u>2,54</u> <u>1,35</u>	<u>1,90</u> <u>0,53</u>	<u>3,08</u> <u>0,97</u>	<u>2,94</u> <u>1,80</u>	<u>7,23</u> <u>3,97</u>	<u>0,73</u> <u>0,70</u>
д	67,10	0,60	13,69	3,24	1,94	0,64	0,95	1,80	9,84	0,11
М а т е р и к о в о - ш е л ь ф о в о е п л а т о										
3а	<u>48,50</u> <u>3,34</u>	<u>1,89</u> <u>0,69</u>	<u>15,58</u> <u>1,49</u>	<u>7,34</u> <u>5,30</u>	<u>5,36</u> <u>4,64</u>	<u>7,82</u> <u>2,97</u>	<u>9,29</u> <u>2,07</u>	<u>3,03</u> <u>1,05</u>	<u>0,75</u> <u>0,70</u>	<u>0,22</u> <u>0,21</u>
б	<u>70,82</u> <u>3,28</u>	<u>0,80</u> <u>0,39</u>	<u>12,39</u> <u>0,63</u>	<u>2,05</u> <u>0,68</u>	<u>3,54</u> <u>1,85</u>	<u>0,64</u> <u>0,53</u>	<u>2,20</u> <u>1,21</u>	<u>3,45</u> <u>0,50</u>	<u>3,87</u> <u>1,24</u>	<u>0,10</u> <u>—</u>
в	<u>59,62</u> <u>2,52</u>	<u>0,97</u> <u>0,34</u>	<u>16,51</u> <u>0,39</u>	<u>3,67</u> <u>2,42</u>	<u>4,24</u> <u>2,50</u>	<u>1,24</u> <u>0,36</u>	<u>2,65</u> <u>0,71</u>	<u>6,29</u> <u>0,72</u>	<u>4,11</u> <u>0,82</u>	<u>0,46</u> <u>0,32</u>
г	41,98	0,43	10,19	1,61	7,92	30,32	6,56	0,65	0,07	0,15
д	45,25	1,42	11,98	1,74	8,63	20,09	9,45	1,13	0,11	0,05
Г е о с и н к л и н а л ь н ы е о б л а с т и										
4а	<u>53,28</u> <u>3,63</u>	<u>0,77</u> <u>0,16</u>	<u>15,96</u> <u>2,25</u>	<u>4,98</u> <u>1,14</u>	<u>3,66</u> <u>1,38</u>	<u>5,90</u> <u>2,78</u>	<u>7,89</u> <u>2,07</u>	<u>3,35</u> <u>1,25</u>	<u>3,63</u> <u>1,48</u>	<u>0,41</u> <u>0,18</u>
б	<u>47,06</u> <u>2,17</u>	<u>0,70</u> <u>0,14</u>	<u>10,05</u> <u>1,92</u>	<u>7,48</u> <u>2,18</u>	<u>5,20</u> <u>1,30</u>	<u>13,57</u> <u>3,45</u>	<u>11,80</u> <u>1,86</u>	<u>1,58</u> <u>0,78</u>	<u>2,01</u> <u>0,82</u>	<u>0,34</u> <u>0,16</u>
в	<u>59,48</u> <u>1,68</u>	<u>0,74</u> <u>0,14</u>	<u>18,47</u> <u>1,22</u>	<u>3,43</u> <u>1,04</u>	<u>1,91</u> <u>1,71</u>	<u>1,50</u> <u>0,76</u>	<u>2,45</u> <u>1,21</u>	<u>4,33</u> <u>1,27</u>	<u>7,37</u> <u>2,31</u>	<u>0,19</u> <u>0,14</u>
г	<u>43,62</u> <u>0,55</u>	<u>0,37</u> <u>0,11</u>	<u>4,44</u> <u>1,55</u>	<u>7,18</u> <u>1,78</u>	<u>4,41</u> <u>1,31</u>	<u>29,11</u> <u>1,74</u>	<u>9,57</u> <u>1,10</u>	<u>0,49</u> <u>0,25</u>	<u>0,46</u> <u>0,24</u>	<u>0,14</u> <u>0,08</u>
д	<u>67,40</u> <u>4,31</u>	<u>0,42</u> <u>0,15</u>	<u>15,60</u> <u>1,00</u>	<u>1,72</u> <u>1,08</u>	<u>1,68</u> <u>0,87</u>	<u>1,88</u> <u>0,91</u>	<u>2,58</u> <u>1,17</u>	<u>3,87</u> <u>0,78</u>	<u>4,66</u> <u>0,72</u>	<u>0,09</u> <u>0,12</u>
5а	<u>48,52</u> <u>3,17</u>	<u>2,58</u> <u>0,84</u>	<u>16,49</u> <u>1,74</u>	<u>3,68</u> <u>1,58</u>	<u>8,49</u> <u>2,36</u>	<u>6,44</u> <u>2,51</u>	<u>7,28</u> <u>2,60</u>	<u>3,43</u> <u>2,43</u>	<u>3,35</u> <u>2,24</u>	<u>0,60</u> <u>0,40</u>
б	<u>70,55</u> <u>3,15</u>	<u>0,54</u> <u>0,21</u>	<u>13,34</u> <u>2,21</u>	<u>3,26</u> <u>2,24</u>	<u>1,98</u> <u>1,55</u>	<u>0,70</u> <u>0,60</u>	<u>0,43</u> <u>0,36</u>	<u>4,47</u> <u>1,45</u>	<u>4,61</u> <u>1,59</u>	<u>0,06</u> <u>0,06</u>
в	<u>61,19</u> <u>2,85</u>	<u>0,59</u> <u>0,21</u>	<u>16,77</u> <u>1,29</u>	<u>2,96</u> <u>1,90</u>	<u>4,25</u> <u>1,68</u>	<u>1,44</u> <u>0,92</u>	<u>1,41</u> <u>0,97</u>	<u>5,35</u> <u>0,94</u>	<u>5,75</u> <u>1,06</u>	<u>0,09</u> <u>0,10</u>
г	<u>42,88</u> <u>1,05</u>	<u>0,92</u> <u>0,38</u>	<u>7,22</u> <u>1,49</u>	<u>4,57</u> <u>1,39</u>	<u>11,17</u> <u>1,14</u>	<u>27,45</u> <u>2,43</u>	<u>4,50</u> <u>0,87</u>	<u>0,48</u> <u>0,28</u>	<u>0,47</u> <u>0,21</u>	<u>0,12</u> <u>0,09</u>
д	<u>46,54</u> <u>3,23</u>	<u>1,11</u> <u>0,44</u>	<u>12,45</u> <u>1,89</u>	<u>4,15</u> <u>1,41</u>	<u>9,92</u> <u>1,02</u>	<u>17,73</u> <u>1,78</u>	<u>5,77</u> <u>1,16</u>	<u>1,40</u> <u>0,87</u>	<u>0,54</u> <u>0,17</u>	<u>0,17</u> <u>0,09</u>

1. Палеогеновая ассоциация Западной Гренландии [Munck, Noe-Nygaard, 1957; Drever, 1956; Drever, Johnston, 1958; Clarke, 1970, 1975; Larsen, 1977]. а. Базальтоидная группа (76 ан.). б. Субмелалапикритовидная группа (12 ан.). в. Мелалапикритовидная группа (16 ан.). г. Трахит (1 ан.).

2. Пермоtriasовая ассоциация Маймеча-Котуйского района [Бутова, Егоров, 1962; Жук-Почекутов и др., 1965; Васильев, Золотухин, 1975; Егоров, Сурина, 1976; и др.]. а. Базальтоидная группа (26 ан.), в том числе нефелинсодержащие породы. б. Субмелалапикритовидная группа (26 ан.), в том числе нефелинсодержащие породы. в. Мелалапикритовидная группа (29 ан.). г. Щелочносалическая группа (9 ан.). д. Кислая группа (3 ан.), в том числе апаитовые породы.

3. Раннепалеогеновая ассоциация Гебрид и Северо-Западной Шотландии [Шейнманн, 1968; Drever, Johnston, 1958; Muir, Tilley, 1961; Thompson e. a., 1972; Mitchell e. a., 1976]. а. Базальтоидная группа (109 ан.). б. Кислая группа (8 ан.);  $P_2O_5$  — 1 ан.). в. Щелочносалическая группа (10 ан.). г. Субмелалапикритовидная группа (2 ан.). д. Мелалапикритовидная группа (2 ан.).

4. Сенокская ассоциация Восточной Болгарии [Кулаксьов и др., 1964; Борисов, 1965; Станишева, 1965, 1968; Тодоров, 1966; Voccaletti e. a., 1978]. а. Базальтоидная группа (45 ан.), в том числе лейцит- и анальцимсодержащие породы. б. Субмелалапикритовидная группа (18 ан.), в том числе лейцитсодержащие породы. в. Щелочносалическая группа (17 ан.), в том числе лейцитсодержащие породы. г. Мелалапикритовидная группа (7 ан.). д. Кислая группа (6 ан.).

5. Средне-позднедевонская метавулканическая ассоциация района Лан-Дилль, Рейнские Сланцевые горы [Rösler, Werner, 1979]. а. Базальтоидная группа (101 ан.). б. Кислая группа (16 ан.). в. Щелочносалическая группа (13 ан.). г. Мелалапикритовидная группа (18 ан.). д. Субмелалапикритовидная группа (18 ан.).

Базальтоидная группа. Уклоны: Меламезобазальтовый — 1, 2, 3, 5. Лейкобазальтоидный — 4. ● Умеренномагнийевый — 3. Железемагнийевый — 1, 4, 5. Умереннощелочной — 2. ● Субщелочной — 1. Умереннощелочной — 3. Среднещелочной — 2, 4, 5. ● Натриевый — 2, 4, 5. Высоконатриевый — 1. Весьма высоконатриевый — 3. ● Весьма низкоглиноземистый — 1, 2. Низкоглиноземистый — 3. Среднеглиноземистый — 4, 5. ● Низкотитанистый — 4. Высокотитанистый — 1, 3, 5. Весьма высокотитанистый — 2.

Мелалапикритовидная группа. Уклоны: Мелалапикритовый — 1, 4, 5. Мелалапикритовидный — 2. ● Высокомагнийевый — 1, 2, 4, 5. ● Весьма низкощелочной — 2, 5. Низкощелочной — 1, 4. ● Натрокалиевый — 2. Высоконатриевый — 1. ● Весьма низкоглиноземистый — 2. Низкоглиноземистый — 4. Высокоглиноземистый — 1, 5. ● Весьма низкотитанистый — 4. Низкотитанистый — 1, 5. Среднетитанистый — 2.

Субмелалапикритовидная группа. Уклоны: Пикритовый — 1. Субмелалапикритовидный — 2, 4, 5. ● Умеренномагнийевый — 2, 4, 5. Магнийевый — 1. ● Низкощелочной — 1. Среднещелочной — 2, 4. ● Натриевый — 2, 5. Умереннонатриевый — 4. Высоконатриевый — 1. ● Высокоглиноземистый — 2. Весьма высокоглиноземистый — 1, 4, 5. ● Низкотитанистый — 1, 4. Весьма высокотитанистый — 2.

Кислая группа. Уклоны: Железемагнийевый — 4. Железистый — 3, 5. ● Субщелочной — 3. Умереннощелочной — 4. Среднещелочной — 5. ● Натрокалиевый — 3—5. ● Низкоанортитовый — 3, 4. ● Низкоглиноземистый — 3.

Щелочносалическая группа. Уклоны: Мелатрахитоидный — 3—5. Латитовый — 2. ● Железистый — 2—5. ● Среднещелочной — 2. Умереннощелочной — 3. Повышеннощелочной — 4, 5. ● Натрокалиевый — 4, 5. Умереннонатриевый — 3. ● Весьма низкоанортитовый — 3. Низкоанортитовый — 2, 4. ● Умеренно низкоглиноземистый — 3. Среднеглиноземистый — 2, 5. Умеренно высокоглиноземистый — 4.

рону морских впадин. Зона горстов и грабенов Афар (см. рис. 19; рис. 22) расположена на сопряжении рифтовых зон Эфиопии и Красного моря и характеризуется очень густой сетью разломов.

Мощность вулканогенных накоплений, главным образом субаэральных, доходит до 3000 м в Маймеча-Котуйской провинции, до 2000 м и несколько больше на западе Главного поля Декана, а в Западной Гренландии — ориентировочно до 10 км. Мощности отдельных лавовых потоков составляют метры и первые десятки метров, иногда достигают первых сотен метров. В трапцевых полях Декана установлено преобладание лав с глыбковой верхней зоной (аа) над волнистыми (пахохое). Волнистые

Таблица 16

Петрохимические данные для существенно базальтоидных ассоциаций с субмелалпик-ритонидной, кислой и щелочносалической группами пород

Номер	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11

## П л а т ф о р м ы

1а	48,72	2,61	14,67	3,97	9,11	6,28	9,95	3,18	0,85	0,44
	2,73	0,66	1,86	2,06	2,42	1,90	1,71	0,72	0,61	0,22
б	70,76	0,38	11,80	2,43	2,76	0,34	1,24	5,66	4,44	0,07
	3,48	0,29	1,86	1,79	1,83	0,31	0,90	1,00	0,82	0,10
в	58,82	0,86	17,46	3,18	4,43	1,38	4,67	5,97	2,63	0,37
	2,05	0,31	1,15	1,86	1,81	1,00	0,75	1,28	0,46	0,25
г	46,76	2,00	10,10	5,01	7,86	13,46	11,99	2,10	0,45	0,21
	50,77	2,01	14,81	4,70	8,54	5,62	8,76	3,15	1,12	0,38
2а	2,57	0,72	1,38	2,15	2,25	2,09	1,82	0,87	0,94	0,51
	69,06	0,47	13,65	2,62	2,07	0,83	1,74	4,86	4,39	0,15
б	3,12	0,36	1,62	1,81	1,27	0,70	1,12	0,79	1,02	0,25
	46,14	2,36	10,64	3,43	8,59	15,71	10,00	2,12	0,71	0,14
в	2,44	0,90	2,25	2,07	1,35	2,73	2,04	0,78	0,31	0,11
	60,76	0,60	17,52	1,62	4,25	0,41	3,45	4,77	6,08	0,49
г										

## М а т е р и к о в о - ш е л ь ф о в о е п л а т о

3а	50,10	1,86	17,40	3,66	6,60	6,59	7,88	3,47	1,80	0,45
	2,92	0,49	1,26	1,20	1,44	2,48	1,29	0,68	0,62	0,19
б	63,67	0,56	18,36	2,50	1,88	0,48	1,88	5,49	4,81	0,18
	1,33	0,19	0,64	0,80	0,78	0,22	0,68	0,33	0,64	0,09
в	71,49	0,22	14,98	1,93	0,86	0,15	0,70	5,79	3,67	0,13
	3,36	0,16	1,75	0,75	0,49	0,18	0,43	1,37	1,23	0,13
г	44,15	1,11	12,01	0,57	13,61	20,11	4,93	2,30	0,80	0,18

## П а р а л л е л ь н о у п о р я д о ч е н н ы й о р о г е н

4а	55,01	1,35	17,01	4,12	2,92	3,88	6,46	4,41	3,79	0,94
	4,58	0,44	1,30	0,94	1,16	2,47	2,28	1,38	0,44	0,33
б	73,66	0,18	14,27	0,88	0,41	0,49	1,58	3,44	4,94	0,09
	1,47	0,05	0,59	0,30	0,17	0,50	0,21	0,64	0,91	0,03
в	62,38	0,81	17,39	2,66	1,45	1,52	3,67	5,37	4,22	0,47
	47,82	1,44	12,42	—	8,72	15,91	9,95	2,26	0,82	0,46

## О к р а и н н о е м о р е

5а	52,27	0,79	17,38	4,46	5,71	5,17	9,91	2,88	1,24	0,20
	67,10	0,61	15,75	1,48	2,56	0,91	2,57	4,26	4,61	0,12
б	47,24	0,57	10,11	3,66	6,74	18,11	10,44	1,83	0,93	0,17
	0,93	0,08	1,30	1,97	2,02	3,89	1,71	0,30	0,14	0,03
в	61,84	1,01	19,23	1,32	1,82	0,51	2,13	6,28	5,26	0,51

## О к е а н ы

6а	46,09	3,33	14,99	4,96	5,67	6,60	10,41	4,51	2,50	0,75
	2,51	0,85	1,55	1,64	1,77	2,25	1,36	1,00	1,04	0,20

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
б	40,97	3,62	10,45	4,08	9,07	14,11	12,46	2,91	0,90	1,13
	2,74	0,71	0,66	1,52	0,84	1,52	1,36	0,55	0,24	0,44
в	68,84	0,85	13,02	4,38	0,56	0,39	0,72	0,21	4,71	0,09
	1,24	0,24	1,81	2,13	0,55	0,18	0,24	0,63	0,66	0,04
г	58,79	1,00	18,63	3,30	1,37	0,89	2,66	7,70	5,26	0,16
	4,19	0,37	1,55	1,12	1,01	0,70	1,95	1,10	0,94	0,16
7а	47,35	3,70	14,41	3,84	8,47	7,38	9,54	3,15	1,41	0,59
	2,67	1,01	1,96	1,52	1,55	2,44	2,01	0,99	0,53	0,24
б	43,92	3,72	11,50	3,25	9,41	13,05	10,46	2,55	1,45	0,53
	2,20	0,92	1,22	1,70	1,80	1,70	1,59	0,60	0,55	0,27
в	68,20	0,53	15,67	2,76	0,99	0,21	1,25	5,52	4,76	0,07
	61,25	0,39	18,39	2,02	2,96	0,74	2,16	7,36	4,17	0,38
8а	47,15	2,86	16,27	5,05	6,66	6,55	9,61	3,58	1,31	0,74
	4,02	0,83	2,08	1,86	2,35	3,25	2,23	1,35	0,67	0,40
б	61,19	0,71	19,25	3,54	0,85	0,93	3,71	6,78	2,47	0,42
	2,12	0,14	1,03	1,08	0,10	0,31	0,89	0,66	0,50	0,47
в	68,16	0,39	17,39	1,73	0,64	0,36	1,84	6,35	2,74	0,19
	2,48	0,19	1,01	0,99	0,58	0,21	0,69	0,52	0,55	0,30
г	43,44	2,82	11,61	4,59	8,73	13,74	11,74	1,95	0,78	0,41
	2,20	0,85	1,38	0,93	0,99	0,87	1,50	0,51	0,33	0,22

## Геосинклинальная область

9а	53,79	2,04	16,29	1,91	8,21	5,75	5,57	3,69	2,12	0,48
	5,08	1,07	1,41	1,04	2,67	2,64	3,36	1,35	1,42	0,29
б	62,08	0,73	17,59	1,59	3,58	1,36	2,17	6,55	3,93	0,23
	2,17	0,32	0,63	0,62	1,16	0,53	1,68	0,75	1,01	0,12
в	73,92	0,28	12,27	1,50	3,97	1,55	0,57	5,23	0,58	0,06
	47,35	2,03	10,52	3,28	8,75	14,93	10,76	1,52	0,48	0,20

1. Неоген-четвертичная ассоциация Афара [Mohr, 1970; Cheminee, 1970; De Fines e. a., 1973; Civetta e. a., 1974; Barberi e. a., 1975; Stieltjes e. a., 1976; и др.]. а. Базальтоидная группа (126 ан.). б. Кислая группа (54 ан.). в. Щелочносалическая группа (10 ан.). г. Субмелалпикритоидная группа (2 ан.).

2. Позднемиоценовая-эоценовая ассоциация южной части Главного поля траппов Декана [Vemban, 1950; Sukheswala, Poldervaart, 1958; Rao e. a., 1972; Krishnamurthy, 1972; Tiwari, 1972; Vismanathan e. a., 1972; Raja Rao e. a., 1978; и др.]. а. Базальтоидная группа (136 ан.). б. Кислая группа (23 ан.), в том числе агпаитовые породы. в. Субмелалпикритоидная группа (7 ан.). г. Щелочносалическая группа (2 ан.).

3. Плиоцен-четвертичная ассоциация запада о. Ксю и примыкающих островов, Япония [Aoki, 1959, 1970а, б; Ishibashi, 1971]. а. Базальтоидная группа (110 ан.). б. Щелочносалическая группа (11 ан.). в. Кислая группа (6 ан.). г. Субмелалпикритоидная группа (1 ан.).

4. Четвертичная ассоциация Центрального Эльбурса, Иран [Stadler, 1971]. а. Базальтоидная группа (10 ан.), в том числе аналцимсодержащие породы. б. Кислая группа (4 ан.). в. Щелочносалическая группа (3 ан.). г. Субмелалпикритоидная группа (1 ан.).

5. Плиоцен-четвертичная ассоциация центральной вулканической цепи (Центрального пояса) архипелага Новые Гебриды [Warden, 1970; Colley, Warden, 1974; Gorton, 1977; и др.]. а. Базальтоидная группа (114 ан.; среднеквадратичные отклонения по 34 анализам). б. Кислая группа (9 ан.). в. Субмелалпикритоидная группа (5 ан.). г. Трахит (1 ан.).

6. Миоцен-четвертичная ассоциация о. Гран-Канария, Канарский архипелаг [Fuster, Hernandez-Pacheco, Munoz e. a., 1968; Ibarrola, 1970а, б]. а. Базальто-

идная группа (22 ан.), в том числе нефелинсодержащие породы. б. Субмелалпикритовидная группа (9 ан.), в том числе нефелинсодержащие породы. в. Кислая группа (12 ан.), агпайтовые породы. г. Щелочносалическая группа (28 ан.), в том числе феолиты.

7. Неоген-четвертичная ассоциация островов и подводного поднятия Самоа [Lacroix, 1927; Stice, 1968; Hedge e. a., 1972; Hawkins, Natland, 1975; и др.]. а. Базальтоидная группа (28 ан.). б. Субмелалпикритовидная группа (29 ан.). в. Кислая группа (3 ан.), в том числе агпайтовые породы. г. Щелочносалическая группа (1 ан.).

8. Позднекайнозойская ассоциация островов Мадейра, Восточная Атлантика [Hughes, Brown, 1972; Schmincke, Weibel, 1972; Aires-Barros e. a., 1974]. а. Базальтоидная группа (164 ан.). б. Щелочносалическая группа (10 ан.). в. Кислая группа (9 ан.). г. Субмелалпикритовидная группа (6 ан.).

9. Позднепротерозойская метавулканическая ассоциация района Бловице-Пршибрам (юго-западного фланга Южной вулканической зоны) области Баррандиен, Чехословакия [Fiala, 1977]. а. Базальтоидная группа (40 ан.). б. Щелочносалическая группа (11 ан.). в. Кислая группа (2 ан.). г. Субмелалпикритовидная группа (2 ан.).

Базальтоидная группа. Уклоны: Меламезобазальтовый — 1, 2, 6, 7. Меламезобазальтоидный — 8. Базальтовый — 3, 5. Мезолейкобазальтовый — 3. Мезолейкобазальтоидный — 4, 5, 9. Железобазиновый — 4—9. Умеренножелезистый — 1, 2. ● Субщелочной — 2, 5. Среднещелочной — 4, 8. Умереннощелочной — 1, 3, 7. Повышенно- и высокощелочной — 6. ● Натрокалиевый — 4. Натриевый — 3, 5, 6, 9. Умеренно высоконатриевый — 7, 8. Высоконатриевый — 1, 2. ● Весьма низкоглиноземистый — 2, 7. Умеренно низкоглиноземистый — 1. Низкоглиноземистый — 6, 8. Среднеглиноземистый — 4, 5, 9. Высокоглиноземистый — 3. ● Низкотитанистый — 5. Среднетитанистый — 4. Высокотитанистый — 2, 3. Весьма высокотитанистый — 1, 6—8.

Субмелалпикритовидная группа. Уклоны: Пикритовый — 6, 8. Субмелалпикритовидный — 2, 7. ● Магниевый — 2. Умеренномагниевый — 6—8. ● Среднещелочной — 7. Повышенно- и высокощелочной — 6. ● Натриевый — 2, 7, 8. Высоконатриевый — 6. ● Низкоглиноземистый — 6. ● Высокоглиноземистый — 2. Крайне высокоглиноземистый — 7, 8. ● Высокотитанистый — 8. Весьма высокотитанистый — 6, 7.

Кислая группа. Уклоны: Риолитовый — 1, 3, 6, 8. Дацитовый — 5. ● Железистый — 2, 8. Умеренножелезистый — 5. Высокожелезистый — 1, 3, 6. ● Умереннощелочной — 1, 5. Среднещелочной — 2, 6, 8. ● Натриевый — 3. Умереннонатриевый — 1, 2, 5, 6. Высоконатриевый — 8. ● Агпайтовый — 1, 6. Весьма низкоанортитовый — 2, 3. Низкоанортитовый — 5, 8. ● Низкоглиноземистый — 1. Среднеглиноземистый — 2. Высокоглиноземистый — 5. Весьма высокоглиноземистый — 8.

Щелочносалическая группа. Уклоны: Трахитовый — 2, 8. Мелатрахитовый — 9. Мелатрахитоидный — 1, 6. ● Железистый — 1, 6, 9. Умеренножелезистый — 8. Высокожелезистый — 2. ● Щелочной — 8. Среднещелочной — 1. Повышеннощелочной — 9. Высокощелочной — 6. ● Натриевый — 1, 9. Умереннонатриевый — 6. Высоконатриевый — 8. ● Весьма низкоанортитовый — 6. Низкоанортитовый — 1, 8. ● Среднеглиноземистый — 1, 9. Высокоглиноземистый — 6, 8. Умеренно высокоглиноземистый — 3.

лавы характеризуются более выдержанной мощностью потоков и более четко выраженным зональным строением (миндалекаменная нижняя зона, массивная центральная, пузыристая и обожженная верхняя). Нижняя часть вулканогенной толщи Западной Гренландии сложена продуктами подводных извержений, включает подушечные лавы и гиадокластиты.

Крупнорегиональными являются учтенные кайнозойские ассоциации материково-шельфовых плато — на о. Кюсю с примыкающими островами и Гебридском архипелаге (Скай, Малл и др.) с Северо-Западной Шотландией, они подстилаются складчатыми комплексами палеозоя — мезозоя. Мощность палеогеновой вулканогенной толщи Гебрид достигает 2000 м.

Учтенные позднекайнозойские океанические ассоциации лежат вне поясов срединных океанических хребтов и примыкающих линейных аномалий. Они тоже в основном крупнорегиональные, характеризуются большими мощностями накоплений (до нескольких километров), всегда почти чисто вулканогенных. В нижней части разреза океанических островов отмечаются продукты подводных извержений с подушечными лавами.

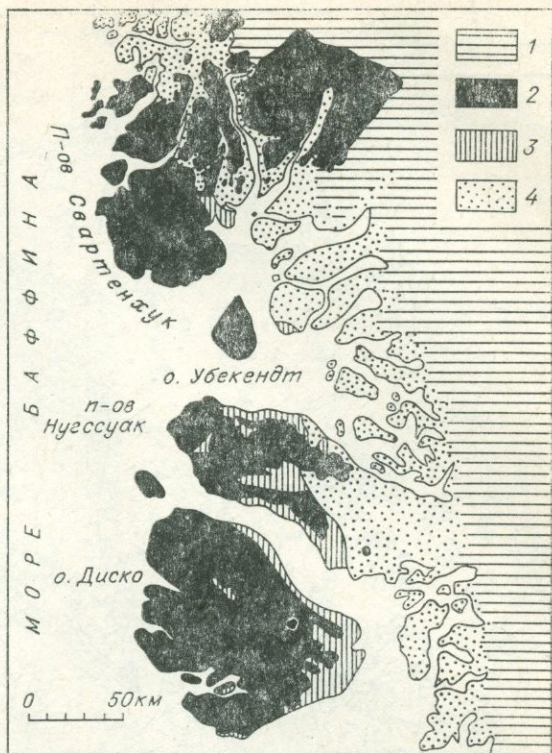
Они отмечены также в наиболее древней части разреза Центральной вулканической цепи Новых Гебрид, входящей в область окраинного моря (рис. 23).

Ученные геосинклинальные ассоциации (поздний протерозой — ранний мезозой) занимают более локализованные ареалы, шириной в 10—20 км и протяжением в десятки километров. Эффузивные толщи, прослаиваемые морскими осадками (терригенные породы, известняки, яшмоиды, радиолариты), часто включают залежи подушечных базальтоидов, интенсивно смяты. Комплекс Мамония (Западный Кипр) залегает в складчато-шарьяжной структуре. Толщи претерпели региональный метаморфизм зеленосланцевой и дозеленосланцевых ступеней, обычно с сохранением реликтовых структур пород. Не захвачены региональной альбитизацией, обычной для геосинклинальных толщ, вулканиты, завершающие развитие Среднегорской геосинклинальной области (Болгария) и входящие в пологоскладчатую серию; мощность вулканогенной толщи сенона достигает 3 км.

В вулканогенно-осадочной части рассматриваемых геосинклинальных разрезов вулканогенные породы (лавы, тефроида) в общем преобладают над нормально-осадочными, хотя последние местами образуют пачки мощностью в сотни метров. Смежные по возрасту мощные нормальные осадки кое-где подстилают или перекрывают вулканогенный разрез. Обычно проявлены признаки существования материковой палеокоры под геосинклинальным комплексом, в том числе для Степнякского синклинория, где известны гнейсо-амфиболитовые блоки докембрия, и для Баррандиена, который примыкает с севера к докембрийскому кристаллическому выступу Молданубикум. Вопрос о типе палеокоры остается открытым для мезозоя Кипра.

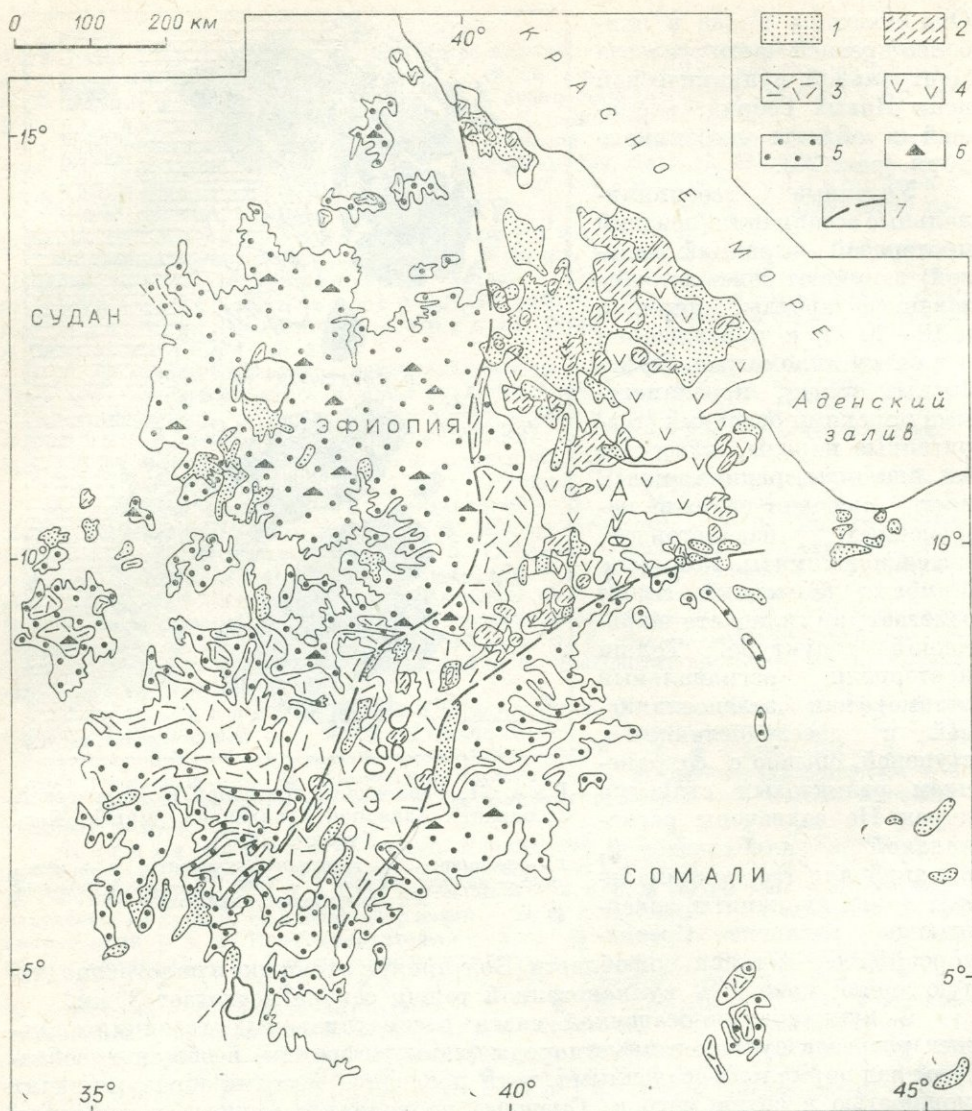
Структурные типы вулканических построек и накоплений базальтоидов и их фациальные типы (по условиям извержений и застывания) достаточно разнообразны. Лавы обычно преобладают над тефроидами. Базальтоиды образуют преимущественно вулканические плато (наглядно проявленные на материковых платформах) и щитовые вулканические постройки, а в некоторых случаях и крупные стратовулканы. Последние могут быть базальтовыми (Гран-Канария) или с участием лейкобазальтоидов (Новые Гебриды).

Пикритоиды, как базальтоиды — преимущественно лавы, входят вместе с базальтоидами в состав накоплений подводных и наземных вулканических плато и щитовых вулканов, иногда в состав стратовулканов



Р и с. 21. Размещение третичной вулканической ассоциации Западной Гренландии [Munck, Noe-Nygaard, 1957].

1 — ледники; 2 — третичные вулканы; 3 — меловые — нижнетретичные осадки; 4 — докембрийский метаморфический комплекс.



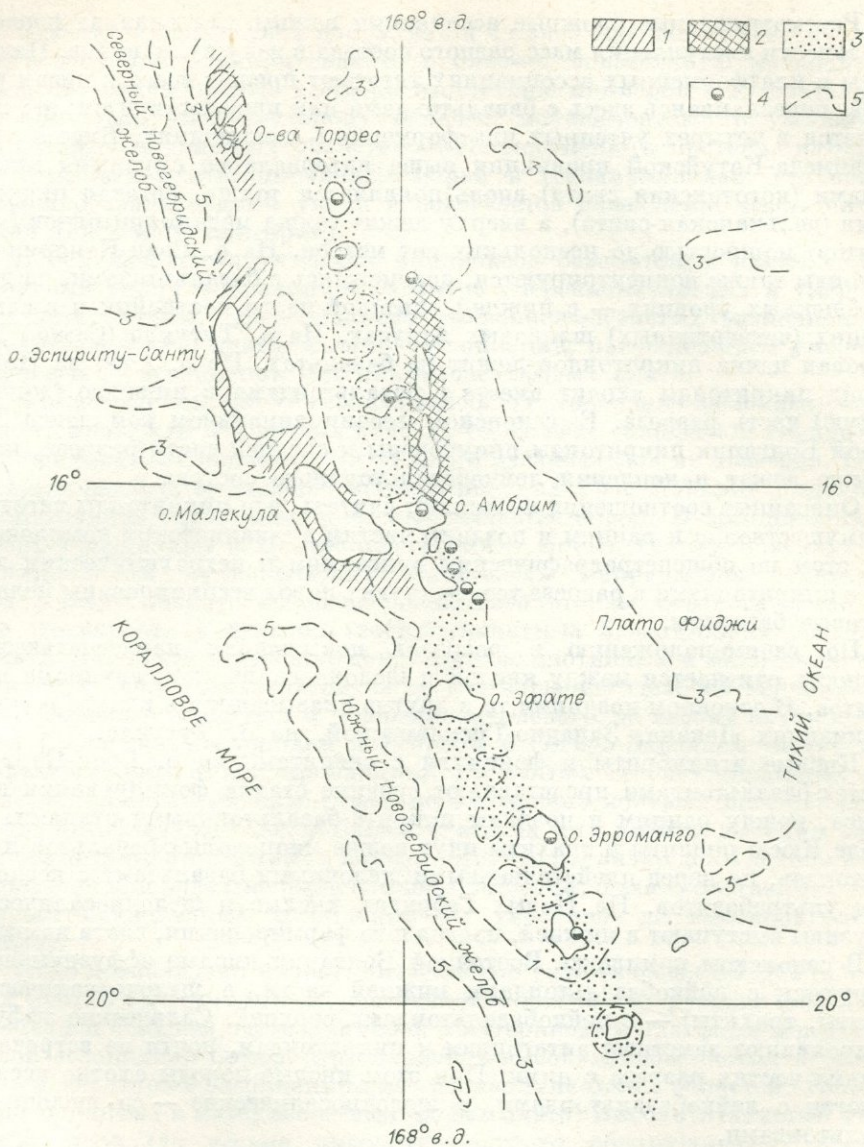
Р и с. 22. Кайнозойские вулканические ассоциации Эфиопии ([Mohr, 1976]; схематизировано).

1 — плиоцен-четвертичные базальтоиды («базальты Аден»); 2 — плиоцен-четвертичные кислые вулканиты; 3 — миоцен-плиоценовые кислые вулканиты; 4 — миоцен (?)—плиоцен-четвертичные базальтоиды («базальты Афар»); 5 — эоцен-олигоценовые базальты («траппы»), трахиты; 6 — миоцен-плиоценовые щитовые вулканы (базальтоиды, трахиты, кислые вулканиты); 7 — приближительные границы Главного Эфиопского рифта (Э) и области грабенов и горстов Афара (А).

(Гран-Канария). В некоторых ассоциациях известны только субвулканические тела (Лан-Дилль).

Из пикритоидов явно шире представлены породы субмелапикритоидной группы, играющие значительную роль в платформенных ассоциациях Западной Гренландии, Маймеча-Котуйской провинции, океанических островов Самоа, Мадейра, Гран-Канария. Более скудны эти породы (и пикритоиды вообще) в учтенных ассоциациях из материково-шельфовых плато, упорядоченных орогенов, окраинных морей и геосинклиналей.

Мелапикритоиды наиболее заметно развиты в платформенных ассоциациях Западной Гренландии, Маймеча-Котуйской провинции.



Р и с. 23. Вулканические пояса архипелага Новых Гебрид [Colley, Warden, 1974].

1 — западный пояс — миоцен; 2 — восточный пояс — миоцен; 3 — центральная вулканическая цепь — плиоцен-четвертичная; 4 — действующие вулканы; 5 — изобаты морского дна (в км).

Кислые и щелочносалические породы представлены преимущественно тефроидами; в некоторых комплексах известна в основном или только субвулканическая фация (кислая и щелочносалическая группы на островах Мадейра, в Центральном Эльбурсе; щелочносалическая в Афаре; кислая в Степнякском синклинии). Наблюдается преобладание кислой группы над щелочносалической, или наоборот.

Кислые массы наиболее значительны в платформенной ассоциации Афара и на океанических островах Мадейра и Гран-Канария (в последних двух случаях раньше эти породы относились к трахитовым). В Афаре и на о. Гран-Канария кислые породы представлены существенно игнимбритовыми покровами; на о. Гран-Канария игнимбритовая толща имеет мощность до 1 км, здесь указываются также фонолитовые игнимбриты.

Рассматриваемые сложные ассоциации важны для анализа последовательности поступления масс разного состава в зону вулканизма. Пикритойды в платформенных ассоциациях тяготеют прежде всего к низам разрезом, переслаиваясь здесь с базальтоидами или предшествуя им; это проявляется в четырех учтенных платформенных ассоциациях. Вместе с тем в Маймеча-Котуйской провинции выше интервала со скудными пикритойдами (коготокская свита) вновь появляется толща, богатая пикритойдами (дельканская свита), а сверху лежит толща мелапикритойдов (меймечитов) мощностью до нескольких сот метров. На о. Гран-Канария пикритойды также концентрируются, перемежаясь с базальтоидами, на двух разобщенных уровнях — в нижней, щитовой части постройки и в самых поздних (четвертичных) шлаковых конусах. На о. Тугуила (Самоа) 200-метровая пачка пикритойдов лежит на базальтах. На о. Аоба из Новых Гебрид пикритойды входят вместе с базальтоидами в нижнюю (докальдерную) часть разреза. В сенонском геосинклинальном комплексе Восточной Болгарии пикритойды приурочены к средней части разреза, ниже и выше лежат накопления лейкобазальтоидного состава.

Описанные соотношения позволяют считать, что пикритойды тяготеют преимущественно к ранним и поздним частям вулканических комплексов. При этом по общепетрографическим описаниям и петрохимическим данным с пикритойдами в разрезе теснее других пород ассоциированы меланократовые базальты.

По взаимоположению в разрезах повышенная парагенетическая связность отмечается между кислой и щелочносалической группами вулканистов. В основном поздними те и другие оказываются в платформенных ассоциациях Декана, Западно-Гренландской, на о. Тугуила.

Кислые игнимбриты и фонолиты с сиенитами на о. Гран-Канария вместе с базальтоидами представляют средние стадии формирования комплекса, между ранним и поздним пикрито-базальтоидными этапами. На западе Кюсю риолиты и трахиты идут позже миоценовых базальтов и андезитойдов, но перед плейстоценовыми щелочными базальтами с ксенолитами ультрабазитов. На Новых Гебридах кислые и щелочносалические эффузивы выступают в нижней, подводного формирования, части комплекса. В сенонском комплексе Восточной Болгарии кислые эффузивы ассоциируются с лейкобазальтоидами нижней части, а щелочносалические (латиты, трахиты) — с лейкобазальтоидами верхней. Салические эффузивы проявляют заметный антагонизм к пикритойдам, почти не встречаясь в одних частях разреза с ними. При этом кислые породы охотно ассоциируются с лейкобазальтоидами, а щелочносалические — со щелочными базальтоидами.

Меланократовая тенденция базальтоидов в большинстве случаев (см. ниже) делает рассматриваемые ассоциации «контрастными» в обычном понимании, т. е. сопровождается разрывом по показателям меланократовости и обуславливает бросающиеся в глаза резкие полевые границы между базальтоидной группой пород, с одной стороны, и кислой и щелочносалической — с другой. Задача разделения породных групп этим облегчается. Но та же меланократовость базальтоидной группы пород затрудняет отделение этой группы от субмелапикритойдной. Требуется детальный анализ структурных взаимоотношений между базальтоидами и субмелапикритойдами; к сожалению, в описаниях он часто отсутствует.

Из петрохимических показателей можно использовать  $MgO$  и  $Al_2O_3$  и другие, обычно выявляющие минимум или выборочный разрыв между этими группами (Восточная Болгария, Новые Гебриды). Эти же показатели эффективны при разделении мела- и субмелапикритойдной групп. Резко «контрастны» отношения базальтоидов с пикритойдами, когда выпадает субмелапикритойдная группа (Степнякский район и некоторые другие).

Базальтоидная группа пород, как и в ранее описанных классах сложных ассоциаций с пикритоидами, проявляет повышенную меланократовость, что видно прежде всего по отсутствию примеров с андезитовидным уклоном. При этом в сторону меньшей меланократовости уклоняются базальтоиды подвижных областей — упорядоченного орогена, материково-шельфовых плато, окраинных морей и геосинклиналей, где обычен мезолейкобазальтоидный уклон и встречается даже лейкобазальтоидный (сенон Восточной Болгарии).

В большей части учтенных комплексов базальтоиды имеют железомagneиный уклон — сравнимое развитие умеренномagneиных и умеренножелезистых пород. Преобладанием умеренножелезистых разновидностей выделяются 4 из 5 платформенных ассоциаций, преобладанием умеренномagneиных — ассоциации материково-шельфовых плато.

В описываемом классе ассоциаций явно преобладают щелочные уклоны базальтоидов, как и в других классах со щелочносалической группой пород; примера с низкощелочным уклоном базальтоидов не отмечено. Обычны среднещелочные уклоны; ассоциация о-ва Гран-Канария выделяется преобладанием повышенно- и высокощелочных пород. В ассоциациях Западной Гренландии и Центрального пояса Новых Гебрид и в двух геосинклинальных вулканических комплексах Баррандиена соизмеримо представлены низко- и среднещелочные базальтоиды. Статистический уровень щелочности в древних геосинклинальных базальтоидах несколько приподнят альбитизацией плагиоклазов. В кайнотипных и малоизмененных комплексах уклоны базальтоидов по соотношению щелочей варьируют от натрокалиевого (Эльбурс) и умереннонатриевого до весьма высоконатриевого (Западная Гренландия и Гебриды с Северо-Западной Шотландией в Британо-Арктической провинции). Во взятых геосинклинальных комплексах, несмотря на альбитовое перерождение полевых шпатов, не отмечено преобладания базальтоидов с весьма или крайне высоким содержанием натрия; это говорит в пользу того, что первично доля натрия в сумме щелочей в породах не была слишком высокой, была сопоставима с обычной для кайнотипных ассоциаций (от умеренно- до высоконатриевого уклона).

Явно преобладают низкоглиноземистые уклоны базальтоидов (в 9 случаях против 1). При этом весьма низкоглиноземистые разновидности преобладают в большей части примеров с материковых платформ и в океанической ассоциации Самоа. Преобладание высокоглиноземистых встречено лишь в некоторых ассоциациях из геосинклинальных областей, упорядоченного орогена и материково-шельфовых плато. Высокотитанистый уклон базальтоидов (до весьма высокотитанистого) обнаруживают учтенные ассоциации океана, материковых платформ и материково-шельфовых плато, а также одна из геосинклинальных ассоциаций (Мамония, Кипр). В остальных примерах из геосинклинальных разрезов, окраинного моря и упорядоченного орогена устанавливается низкотитанистый уклон либо соразмерное развитие низко- и высокотитанистых базальтоидов.

Для субмелапикритоидной группы достаточные для классификационных оценок петрохимические данные собраны лишь для немногих комплексов платформ, океанов и геосинклинальных областей. Пикриты в составе группы преобладают в Западной Гренландии, на островах Мадейра и Гран-Канария. В комплексах Маймеча-Котуйской провинции, Восточной Болгарии и Самоа сравнимую с пикритами роль играют субпикриты (щелочные). Преобладают умеренномagneиные породы, в Западной Гренландии значительную долю составляют высокомагнеиновые (низкощелочные).

Уклоны общей щелочности варьируют от низкощелочного (Западная Гренландия) до среднещелочного и повышенно- и высокощелочного (Гран-Канария); на архипелаге Мадейра значительна доля низкощелочных раз-

новидностей пород. По соотношению щелочей могут преобладать умеренно-натриевые породы (Восточная Болгария) либо высоконатриевые (Западная Гренландия, Гран-Канария). Во всех примерах преобладают высокоглиноземистые субмелалапикритоиды. Группа оказалась низкотитанистой в платформенном комплексе Западной Гренландии и в геосинклинальном — Восточной Болгарии, в остальных случаях она высокотитанистая.

Мелалапикритоидная группа только в трех случаях более или менее представительно охарактеризована анализами, но и на этих примерах видно значительное разнообразие ее составов. Наименее меланократовой эта группа оказалась в геосинклинальных ассоциациях Восточной Болгарии и Лан-Дилль (мелалапикритовый уклон); в платформенных провинциях Маймеча-Котуйской и Западно-Гренландской значительную роль наряду с мелалапикритами играют ультрапикриты. Во всех случаях уклон группы высокомагнезиальный, низкощелочной (в том числе весьма низкощелочной в Маймеча-Котуйской провинции). По общей щелочности, таким образом, мелалапикритоидная группа не коррелируется четко с субмелалапикритоидной. В Западной Гренландии отмечается высоконатриевый уклон группы, а в Маймеча-Котуйской провинции — натрокалиевый. В двух последних районах рассматриваемая группа пород оказывается весьма низкоглиноземистой, в Восточной Болгарии — низкоглиноземистой, а в Западной Гренландии — аномально высокоглиноземистой. Группа оказывается низкотитанистой в тех же двух районах, что и субмелалапикритоиды, в двух остальных сравнимо представлены низко- и высокотитанистые разновидности пород.

Кислая группа вулканитов проявляет скорее лейкократовую, чем меланократовую, тенденцию; преобладание дацитов отмечено в Центральной вулканической цепи Новых Гебрид. Явно преобладает щелочной уклон, случаев низкощелочного не отмечено. Соотношение щелочей меняется от натрокалиевого (Гебриды и Северо-Западная Шотландия; восток Болгарии, Лан-Дилль) до аномального высоконатриевого (острова Мадейра). В геосинклинальной ассоциации Степнякского синклинория — вторичный «высоконатриевый» уклон кислой группы. В ассоциациях Маймеча-Котуйской провинции, юга Главного поля Декана, Самоа, комплекса Мамония появляются аргитовые разновидности кислых вулканитов; в кислой группе из ассоциаций Афар и Гран-Канария они преобладают.

Щелочносалическая группа, как обычно, проявляет мелатрахитоидную тенденцию. Высокожелезистый уклон отмечен только в ассоциации Кюсю и прилегающих островов; пониженная железистость — в ассоциациях островов Мадейра (умеренножелезистый уклон) и Степнякского синклинория (железемагнезиальный). Явно преобладают в рассматриваемом классе ассоциаций среднещелочной и более щелочные уклоны трахитоидов, вплоть до высокощелочного (Гран-Канария). В сторону пониженной щелочности уклоняется трахитоидная группа на островах Мадейра, где сравнимо представлены умереннощелочные и более щелочные разновидности пород. Соотношение щелочей в кайнотипных и малоизмененных ассоциациях варьирует довольно значительно — от высоконатриевого уклона (Мадейра) до натрокалиевого (Лан-Дилль, Восточная Болгария). В геосинклинальных метавулканических комплексах Мамония, Степняк и Бловице-Пршибрам сравнимо представлены умеренно- и высоконатриевые трахитоиды; натриевость несколько повышена за счет региональной альбитизации плагиоклазов. В сторону пониженной глиноземистости уклоняется трахитоидная группа пород Гебрид и Северо-Западной Шотландии (умеренно низкоглиноземистый уклон). Не намечается видимой сопряженности состава щелочносалической группы пород с геолого-тектоническими типами областей.

Возрастные петрохимические тренды базальтоидов освещены мало, для других породных групп они практически не изучены. В Западной

Гренландии отмечается уменьшение меланократовости базальтоидов от низов разреза к верхам. В южной части Главного поля Декана снизу вверх уменьшается меланократовость, причем в нижней части разреза породы более щелочные, чем в средней и верхней. На западе Кюсю и примыкающих островах снизу вверх трахибазальтовые составы сменяются трахиандезитовыми, а сверху залегают трахибазальтовые покровы с ксенолитами глубинных пород.

Низкощелочные породы базальтоидной группы обычно описываются в терминах базальт — андезитобазальт — андезит, умереннощелочные — трахибазальт — трахиандезит либо анкарамит — щелочной оливиновый базальт — гаваит — муджиерит; последний ряд терминов в зарубежных и иногда отечественных описаниях употребляется для базальтоидов «неорогенных» областей (океаны, платформы, плато). Повышенно- и высокощелочные базальтоиды известны под названием нефелинитов, базанитов, лимбургитов, тефритов и другими, отчасти общими с породами субмеллапикритовидной группы. Лейкобазальтоиды повышенной калиевости обычно именуются шошонитами.

Базальтоиды преимущественно порфировые, до обильнопорфировых. В некоторых ассоциациях господствуют афировые и скуднопорфировые, микропорфировые разновидности (Маймеча-Котуй, Новые Гебриды, Степнякский синклиниорий). Отмеченная меланократовая и щелочная по преимуществу тенденция базальтоидов определяет широкое развитие оливина. Вкрапленники оливина в базальтах содержат 70—90% форстеритовой молекулы. Довольно распространены плагиоклазизбыточные базальтоиды, в том числе и базальты. К ним, в частности, относятся известные во многих пунктах провинции Декан мегаплагиофировые базальты с вкрапленниками андезина-лабрадора размером до нескольких сантиметров. Мегакристы плагиоклаза в базальтах отмечены на островах Самоа. Кроме обычных фенокристаллических фаз плагиоклаза (с 35—37% анортитового компонента) и клинопироксена (авгит, салит) иногда появляются эгириин-авгит, пижонит, роговые обманки (керсутит и др.), биотит. В базальтоидах Декана микрозонд-анализом установлен распад клинопироксена вкрапленников на микроскопическую авгитовую и пижонитовую фазы. Ортопироксен довольно редок, известен в низкощелочных разновидностях базальтов Декана (энстатит) и в низко- и умереннощелочных базальтоидах запада Кюсю и примыкающих островов (гиперстен, бронзит); в этих же двух районах зафиксировано широкое развитие микролитов пижонита.

Нефелин и анальцит известны в повышенно- и высокощелочных базальтоидах Маймеча-Котуйской провинции, на о. Гран-Канария и в Восточной Болгарии, лейцит и псевдоморфозы по нему — в Восточной Болгарии. В тефритах Гран-Канарии встречается гаюин. В некоторых случаях в базальтоидах зафиксированы шпинели (Мадейра, Кюсю).

В щелочных базальтах Западного Кюсю известны включения дунитов, перидотитов, пироксенитов, анортитсодержащих пироксенитов, габброидов, безгранатовых, но с хромдиоксидом, хромшпинелью и высокоглиноземистыми клинопироксеном и гиперстеном. На островах Мадейра щелочные базальты содержат оливин-клинопироксеновые включения с содержанием форстерита в оливине 80—85%, без хромшпинелей и граната. На Гран-Канарии ксенолиты представлены пироксенитами (титанавгит-керсутитовыми), перидотитами, щелочными оливиновыми габбро. На Самоа отмечены ксенолиты дунита (с 80—90% форстерита в оливине), на Гебридах — ксенолиты дунита, алливалита.

Субмеллапикритовиды описываются в разнообразной терминологии — как пикриты, пикритобазальты, океаниты, анкарамиты, лимбургиты, авгититы, нефелиниты, базаниты и даже оливиновые и оливин-пироксеновые базальты. Породы преимущественно обильнопорфировые (до 65% и больше вкрапленников), содержат во вкрапленниках оливин (обычно 80—90%

форстеритовой молекулы) и клинопироксен, нередко с подчиненным основным плагиоклазом, могут быть практически бесплагиоклазовыми. В основных массах встречается оливин с 65—80% форстерита.

В повышено- и высокощелочных разновидностях пород (базаниты, нефелиниты) появляются нефелин и анальдим (Маймеча-Котуй, Гран-Канария, Восточная Болгария), реже нацело псевдоморфизованный лейцит (Восточная Болгария).

Мелалапкритоиды описываются обычно под названием пикритов, океанитов, иногда также перидотитов, кимберлитов и даже пикрито-базальтов. В Маймеча-Котуйском районе для них был предложен термин «меймечиты», используемый теперь довольно широко в отечественных и иногда зарубежных работах. Породы эти, как правило, обильнопорфировые, содержат до 60—70% вкрапленников, главным образом, оливина (с 85—95% форстеритового компонента) и редко подчиненного клинопироксена. Часто фиксируется хромшинель, изредка флогопит. Основная масса бесплагиоклазовая или почти бесплагиоклазовая. В мелалапкритоидах Маймеча-Котуйской провинции отмечаются гранат пироп-альмандинового ряда, перовскит, пикроильменит, включения оливинитов.

Порфировые меланократовые пикриты Гебрид и Западной Гренландии и меймечиты Маймеча-Котуйского района с их закаленными основными массами и сохранившимся первичным минеральным составом дают четкие указания на реальность низкощелочных магм перидотитового состава гораздо раньше, чем были открыты коматииты Южной Африки. Петрологическое значение этих пород в свое время не было широко осознано.

Породы кислой группы (в описаниях — риолиты, риодациты, щелочные риолиты, трахилипариты, деллениты, кварцевые трахиты, пантеллериты, комендиты, обсидианы, кварцевые порфиры и др.) — чаще афировые и скуднопорфировые до умереннопорфировых. Исключение представляют некоторые игнимбриты о. Гран-Канария, содержащие до 60% вкрапленников. Отмеченная выше щелочная лейкократовая тенденция кислой группы проявляется в обычном преобладании полевых шпатов над кварцем во вкрапленниках. Кварц или тримит, кристобалит чаще присутствуют только в основной массе. Полевые шпаты представлены альбит-олигоклазом, калиевым санидином или ортоклазом, натриевым анортоклазом; в метариолитоидах геосинклинальных комплексов первичные полевые шпаты в основном замещены альбитом. Темноцветные бывают представлены биотитом, роговыми обманками, эгириин-авгитом; в щелочных риолитах Западного Кюсю описан пижонит-авгит.

Породы щелочносалической группы (трахиты, фонолиты, некоторые бенморейты, латиты, болгариты и др.) чаще порфировые, иногда до обильнопорфировых. Фонолиты определяют состав щелочносалической группы на о. Гран-Канария. Они содержат вкрапленники анортоклаза (натриевого санидина), нефелин в сростках с эгирином и натриевым амфиболом и часто гаюин. В бесфельдшпатоидных породах вкрапленники представлены в основном олигоклаз-андезином и (или) щелочным полевым шпатом (натриевый анортоклаз, калишпат). Темноцветные — биотит, натриевые амфиболы, эгириин-авгит, изредка оливин с 30—70% форстеритовой молекулы. В геосинклинальных метавулканитах первичные ассоциации полевых шпатов заменяются ассоциацией альбит—ортоклаз.

В ряде случаев рассматриваемые вулканические ассоциации сопровождаются вскрытыми примерно одновременными или близпоследующими плутоническими комплексами. В Маймеча-Котуйской провинции к ним относится сложная Гулинская интрузия щелочных базитов, пироксенитов, перидотитов (меймечитов), нефелиновых сиенитов, карбонатитов. На о. Рам (Гебриды) в третичный вулканоплутонический комплекс входит перидотитовая интрузия поперечником в несколько километров.

Щелочная тенденция, присутствие щелочносалической группы пород определенно сказываются на рудопоисковом профиле данного класса ассоциаций. Здесь явно ослаблена сульфидная специализация оруденения, хотя кое-где известны пиритовые и медно-свинцово-цинковые руды (Восточная Болгария). Промышленные эксгалационно-осадочные руды железа приурочены к вулканической ассоциации Лан-Дилль. Поисковые перспективы на апатиты и редкие элементы связываются с вулканоплутоническими комплексами, в которых присутствуют нефелиновые сиениты и карбонатиты (Маймеча-Котуйская провинция).

**Существенно базальтоидная ассоциация с пикритоидными, щелочносалической, кислой и карбонатитовой группами пород.** Это наиболее сложный, редкий для региональных формаций тип составов, включающий все породные группы вулканитов. Пример — девонский вулканический комплекс Днепровско-Донецкого авлакогена, входящего в систему крупного пояса палеозойской активизации Русской платформы [Базит-гипербазитовый магматизм..., 1973; и др.]. Вулканическому комплексу предшествуют ультраосновные интрузии, главным образом, верлитов и пироксенитов. Ранние эффузивы представлены щелочными базальтоидами с участием субмелапикритоидов и трахитов. Затем идут субвулканические тела фонолитовых пород, а завершают эруптивные брекчии ультраосновного состава.

Преобладающие в ассоциации базальтоиды описывались как лимбургиты, авгититы, псевдолейцитовые базаниты, щелочные базальты. Наиболее распространены последние. Меланократовые разновидности базальтоидов приурочены к низам вулканогенной толщи. Выше появляются щелочные базальты, затем фельдшпатоидные базанитоиды. В отдельных сечениях фиксируется до 15 лавовых покровов мощностью до 25 м. Значительно развиты пирокластолиты. Лимбургиты и авгититы содержат вкрапленники оливина и клинопироксена в апостекловатой основной массе. Эффузивные породы значительно поражены цеолитами и другими вторичными минералами.

Мелапикритоиды образуют секущие жильные и трубчатые тела, описаны как кимберлиты и пикриты. Среди кимберлитов выделяются массивные (порфировые) и брекчиевидные. Последние состоят из обломков порфировых пикритоидов, включают ксенолиты пород фундамента, оливинитов, перидотитов, пироксенитов. В цементе — обломки оливина, хромшпинели, ильменита, пироксена, флогопита и др. Среди аксессуаров установлены гранаты пироп-альмандинового ряда, перовскит, пикроильменит. Породы сильно изменены, во вторичной минеральной ассоциации — карбонаты, серпентин, хлорит. Субмелапикритоиды отмечены в эффузивной и субвулканической фации, описаны как пикриты, пикрито-базальты, анкарамиты и др. Щелочносалическая группа представлена редкими лавовыми залежами ортофиров и более многочисленными прослоями тефроидов. Вкрапленники выполнены ортоклазом; в породах встречаются роговая обманка, клинопироксен, биотит, иногда кварц. Фельдшпатоидные породы (фонолиты, малиньиты) известны в субвулканических телах. Кислая группа представлена редкими небольшими дайками порфиров и более распространенными тефроидами, в том числе туфами в верхней части девонского разреза.

Карбонатиты отмечены в виде предполагаемых лав севитового состава и карбонатитовых туфов [Ляшкевич и др., 1978].

Петрохимические данные приведены в табл. 17.

**Существенно базальтоидные ассоциации с пикритоидами и щелочносалической группой пород.** Ассоциации, включающие обе пикритоидные группы, весьма редки. Они проявлены на океанических островах Реюньон, Хуан-Фернандес, Таити и Рапа. По геологической и петрографической характеристикам они близки к рассмотренным ниже существенно базаль-

Петрохимические данные для существенно базальтоидной ассоциации Днепровско-Донецкой впадины

Номер	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
П л а т ф о р м а										
1а	47,94	2,57	15,34	7,58	6,30	6,19	7,61	3,46	2,43	0,48
	2,85	1,02	1,90	2,65	2,23	1,76	2,37	1,00	1,57	0,28
б	42,28	4,17	8,29	10,22	6,52	11,81	11,28	2,07	1,83	0,67
	2,89	1,04	2,57	3,73	2,14	3,63	3,05	0,99	1,09	0,38
в	57,58	1,08	18,63	3,86	2,53	1,96	3,34	4,35	6,38	0,20
	3,20	0,48	1,44	1,78	1,47	1,25	1,87	2,08	2,48	—
г	70,94	0,48	13,91	2,28	1,63	0,86	0,95	2,41	6,44	0,14
	4,17	0,31	1,59	1,15	0,82	0,44	0,69	1,40	2,60	—
д	39,64	1,45	1,81	10,02	7,06	34,98	4,16	0,20	0,28	0,16
	1,83	0,95	1,14	2,14	2,04	5,60	3,19	0,19	0,34	0,13
е	3,04	1,84	0,87	2,48	1,51	2,35	47,90	0,28	0,38	5,95

1. Средне-позднедевонская риолитоидно-трахитоидно-пикритоидно-трахибазальтовая (с карбонатитами) ассоциация Днепровско-Донецкой впадины [Базит-гипербазитовый магматизм..., 1973; Кимберлитовые породы, 1978; Корзун, Махнач, 1977; Волошина, 1977; Ляшкевич, Завьялова, 1977; Стадник, Осадчий, 1978]. а. Базальтоидная группа (69 ан.; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 42 ан.), в том числе нефелин- и лейцит-содержащие породы. Уклон мелаэзобазальтовый, умеренножелезистый, среднещелочной, умеренноанортитовый, низкоглиноземистый, высокотитанистый. б. Субмеллапикритоидная группа (56 ан.; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 50 ан.), в том числе нефелин- и лейцит-содержащие породы. Уклон субмеллапикритоидный, умеренномагнезиевый, среднещелочной, натриевый, весьма высокоглиноземистый, весьма высокотитанистый. в. Щелочносалическая группа (24 ан.; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 12 ан.), в том числе фонолиты. Уклон мелатрахитоидный, железистый, среднещелочной, натрокалиевый, низкоанортитовый, высокоглиноземистый. г. Кислая группа (8 ан.; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 3 ан.). Уклон железистый. д. Меллапикритоидная группа (25 ан.). Уклон ультрапикритовый, высокомагнезиевый, низкощелочной, натрокалиевый, весьма низкоглиноземистый. е. Карбонатит (1 ан.). В том числе SO<sub>3</sub> — 0,41; CO<sub>2</sub> — 31,29; S — 0,14; F — 0,97; H<sub>2</sub>O<sup>-</sup> — 0,27; H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> — 0,11; MnO — 0,31; BaO — 0,26; SrO — 0,56; Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 0,04; TR<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0,60.

тоидным ассоциациям с субмеллапикритоидной и щелочносалической группами пород. Петрохимические данные для этих ассоциаций приведены в табл. 18. Пикритоиды, судя по немногочисленным химическим анализам, представлены низкощелочными разновидностями. Лавы их описываются как океаниты и анкармиты, богатые вкрашенниками оливина.

Существенно базальтоидные ассоциации с субмеллапикритоидной и щелочносалической группами пород встречаются относительно редко. Найденные примеры относятся к островам открытого океана, меньше к платформам, материково-шельфовым плато, окраинным морям и геосинклинальным областям.

Примером рассматриваемого типа ассоциаций в пределах древних платформ могут быть раннеплиоценово-четвертичные эффузивы района вулкана Килиманджаро, занимающие площадь около 15 тыс. км<sup>2</sup> (рис. 24). Мощность вулканогенных отложений в северной части района превышает 1 км, а в центральной части, возможно, значительно больше. В основании разреза преобладают трахибазальтоиды с прослоями щелочных пикритоидов (анкармиты, меланефелиниты). Щелочносалические лавы появляются в середине разреза и преобладают в верхах.

На материковом плато примером подобных ассоциаций могут быть нижнедевонские эффузивы северо-западной части Минусинского прогиба [Луцицкий, 1960]. Площадь, занимаемая вулканическими породами, око-

## Петрохимические данные для существенно базальтоидных ассоциаций с пикритовидными и щелочносалической группами пород

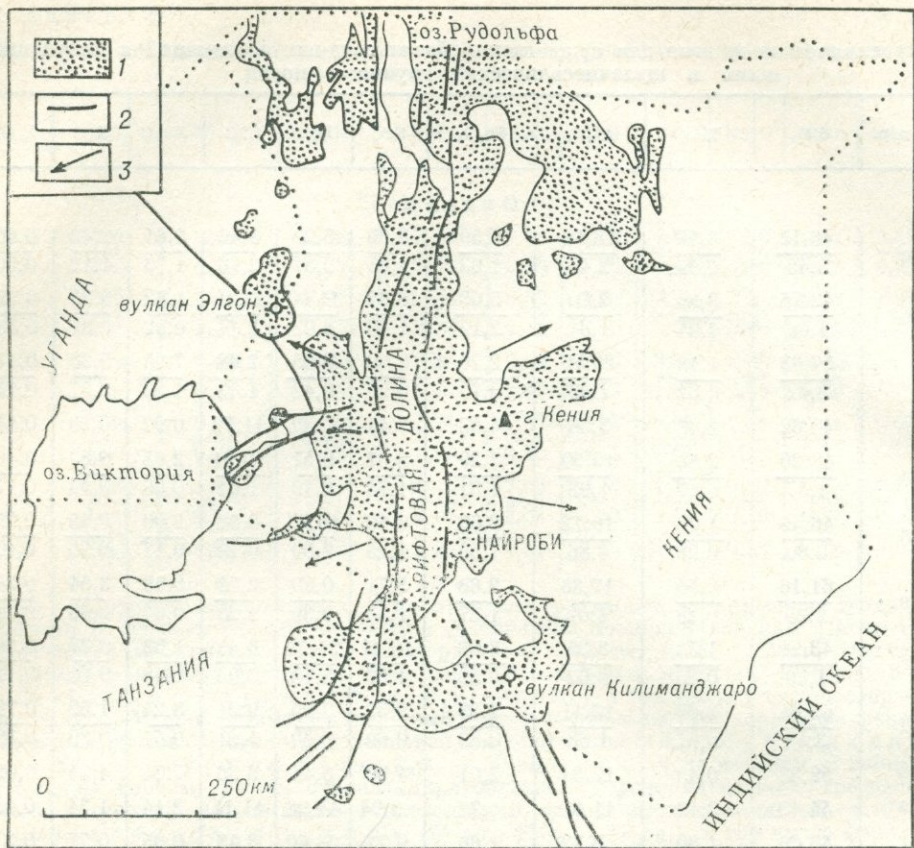
Номер	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
Океаны										
1а	46,13	3,57	16,79	4,59	6,39	5,20	9,49	4,61	2,43	0,65
	3,45	0,89	2,45	1,63	1,85	2,57	2,66	1,76	1,12	0,50
б	42,76	3,38	9,70	5,03	8,64	14,00	13,19	1,82	0,83	0,48
	1,96	1,04	1,31	2,19	1,46	3,08	2,17	0,82	0,31	0,53
в	57,38	1,13	20,79	2,29	2,00	0,95	2,68	7,25	5,26	0,17
	3,62	0,62	1,49	0,75	0,95	0,42	1,43	1,36	0,57	0,15
г	44,62	2,62	5,58	4,53	7,44	22,05	11,79	0,92	0,26	0,12
	48,20	2,83	15,50	3,29	8,67	6,57	10,91	2,68	0,82	0,40
2а	1,67	0,67	1,93	1,81	1,74	2,46	1,61	0,80	0,54	0,17
	46,40	1,98	10,72	2,66	9,80	16,98	8,58	2,00	0,45	0,25
б	0,80	0,28	0,86	1,59	1,25	2,59	0,73	0,17	0,25	0,10
	61,16	0,88	17,36	2,68	3,71	0,80	2,78	6,53	3,54	0,34
в	2,25	0,28	1,02	1,37	1,53	0,39	1,28	0,64	0,66	0,21
	43,20	1,52	8,25	3,03	10,81	24,54	6,42	1,52	0,27	0,26
г	1,59	0,25	0,62	0,59	1,37	3,18	0,93	0,48	0,24	0,12
	45,64	3,69	16,11	2,33	9,52	7,09	9,91	3,24	1,52	0,76
3а	3,45	0,91	1,33	0,89	0,69	3,60	1,31	0,41	0,39	0,39
	59,38	0,43	17,34	2,01	4,90	0,44	3,36	7,34	4,54	0,09
б	44,40	3,19	11,01	1,72	9,94	14,96	11,15	2,14	1,34	0,48
	46,06	1,80	6,72	1,66	9,77	23,40	8,43	0,95	0,77	0,27
г	47,33	3,49	15,77	4,66	7,60	6,21	10,61	2,91	0,90	0,32
	1,08	0,29	1,40	1,31	0,86	2,17	0,22	0,53	0,33	0,03
4а	63,39	0,28	18,63	2,78	1,02	1,38	1,68	6,77	3,82	0,18
	43,38	1,03	8,48	2,91	11,00	25,94	5,03	1,33	0,58	0,19

1. Неоген (?) - четвертичная ассоциация о. Таити, Тихий океан [Lacroix, 1927; McVigney, Aoki, 1968]. а. Базальтоидная группа (53 ан.). Уклон мезолейкобазальтоидный, умеренножелезистый, повышено- и высокощелочной, натриевый, весьма высокотитанистый. б. Субмелалпикритовидная группа (15 ан.). Уклон пикритовый, умеренномагневый, натриевый, весьма высокоглиноземистый, весьма высокотитанистый. в. Щелочносалическая группа (14 ан.). Уклон трахитовый, железистый, повышено- и высокощелочной, умереннонатриевый, низкоанортитовый, весьма высокоглиноземистый. г. Мелалпикритовидная группа (2 ан.).

2. Неоген-четвертичная ассоциация о. Реюньон, Индийский океан [Upton, Wadsworth, 1972; и др.]. а. Базальтоидная группа (57 ан.). Уклон меламезобазальтоидный, железомagneвый, субщелочной, высоконатриевый, низкоглиноземистый, весьма высокотитанистый. б. Субмелалпикритовидная группа (6 ан.). Уклон субмелалпикритовидный, умеренномагневый, субщелочной, высоконатриевый, весьма высокоглиноземистый, высокотитанистый. в. Щелочносалическая группа (9 ан.). Уклон мелатрахитовидный, высокожелезистый, среднещелочной, натриевый, низкоанортитовый, среднеглиноземистый. г. Мелалпикритовидная группа (6 ан.). Уклон магневый, высоконатриевый, высокоглиноземистый, среднетитанистый.

3. Кайнозойская ассоциация о. Рапа, Тихий океан [Lacroix, 1927]. а. Базальтоидная группа (5 ан.). б. Щелочносалическая группа (1 ан.). в. Субмелалпикритовидная группа (2 ан.). г. Мелалпикритовидная группа (1 ан.).

4. Кайнозойская ассоциация о. Хуан-Фернандес, Тихий океан [Lacroix, 1927]. а. Базальтоидная группа (4 ан.). б. Щелочносалическая группа (1 ан.). в. Мелалпикритовидная группа (1 ан.).



Р и с. 24. Кайнозойские вулканические поля района рифта Грегори [Saggerson, 1970].

1 — вулканические породы; 2 — главные сбросы; 3 — наклоны поверхности.

ло 1800 км<sup>2</sup>, мощность — до 2000 м. Отмечается уменьшение меланократовости базальтоидов снизу вверх. Щелочносалические породы составляют около 10% объема вулканических образований и сконцентрированы в верхней части разреза, хотя отдельные потоки фиксируются и в низах. Завершается разрез оливиновыми базальтоидами. Субмелапикритоиды, описанные как пикритовые порфиры и базаниты, присутствуют в количестве до 5% и приурочены к низам разреза. Среди пород субвулканической фации здесь описаны порфировые аналоги нефелиновых сиенитов — берешиты. Плутоническим аналогом нижнедевонских эффузивов считается горячегорский интрузивный комплекс, в котором известны богатые нефелином тералиты и уртиты.

Примером, относящимся к окраинноматериковому морю, может быть вулканическая ассоциация Коморского архипелага, развитая в пределах цепи островов, протяженностью около 200 км. К этому же типу относится вулканическая ассоциация о. Принсипи в Гвинейском заливе.

Наибольшее число примеров выявлено на океанических островах. Базальтоиды со щелочносалическими породами и пикритоидами изучены на островах Атлантического океана (Тенерифе, Триндади, Св. Елены, часть островов Азорского архипелага), в юго-западной части Индийского океана (острова Маврикий и Херд), в Тихом океане (острова Гавайские, Трук и Понапе). Видимые площади развития вулканических образований редко превышают 1500 км<sup>2</sup>. Не исключено, что они занимают более значительные площади на подводных возвышенностях, к которым приурочены

океанические острова. Мощности вулканических накоплений нередко превышают 1 км.

Продолжительность формирования учтенных кайнозойских ассоциаций — 1—10 млн. лет. Обычно на первых стадиях возникают щитовые вулканы, затем происходят трещинные излияния. Такая последовательность может повторяться. Степень эксплозивности различна и в общем нарастает во времени. Извержения в основном субаэральные, характерны глыбовые лавовые потоки. Сложная история формирования прослеживается на примере о. Сан-Мигел (Азоры), изученного детальнее других. За 4 млн. лет [Abdel-Moneem *et al.*, 1975] сформировалось 5 серий, разделенных денудационными перерывами: нижние базальты; анкарамиты; верхние базальты с участием оливиновых тристанитов и трахитов; трахибазальты и тристаниты; пирокласты базальтового и трахитового состава с подчиненными лавами. В последние 5000 лет (не более 1 : 100 от всей продолжительности пятого этапа) произошло 57 извержений с выбросом примерно одинакового количества базальтового и трахитового материала, пирокластического и меньше лавового [Booth *et al.*, 1978].

Базальтоиды, преобладающие в этом типе ассоциаций, присутствуют во всех частях разреза и часто являются завершающими. Изменение состава базальтоидов во времени, прослеженное в единичных случаях, не сводится к какой-либо простой закономерности. Вверх по разрезу чаще отмечается увеличение щелочности и лейкократовости, иногда поздние базальтоиды более меланократовые. В хорошо изученной ассоциации о. Маврикий от нижней к верхним свитам возрастают меланократовость, магнезиальность и титанистость базальтоидов. Пикритоиды образуют потоки, обособленные от базальтовых. Они тяготеют в основном к нижней части разреза вулканических ассоциаций. Щелочносалические породы обычно также обособлены в виде четких геологических тел, часто слагают некии, дайки и куполы, во многих случаях дают пирокласты, иногда игнимбриты трахитового состава. Трахитоиды чаще тяготеют к концу формирования ассоциаций, реже сосредоточиваются среди ранних продуктов вулканизма. В той части разреза, где присутствуют щелочносалические породы, обычно отмечаются щелочные лейкобазальтоиды (гавайиты, муджиериты и др.).

Между базальтоидной и щелочносалической группами в некоторых случаях фиксируется выборочный разрыв по показателю меланократовости  $b$  шириной около 5 единиц (ассоциации островов Херд, Маврикий, Коморы, Трук и Понапе). На сводной гистограмме четко проявлены минимум в интервале  $b = 10 \div 18$ , значимый с высокой степенью вероятности. Между базальтоидами и субмелалапикритоидами в объединенной выборке также проявлен значимый минимум по показателю меланократовости в интервале  $b = 37 \div 40$ .

Петрохимические данные приведены в табл. 19.

В базальтоидной группе преобладают базальтовые уклоны, лейкобазальтоидных не зафиксировано. Обычны железомagneиные и умеренно-железистые уклоны, в одном случае (о. Херд) зафиксирован умеренно-магнеиновый уклон. Базальтоиды характеризуются повышенной щелочностью, случаев с преобладанием низкощелочных разновидностей не отмечено. Обычны среднещелочные уклоны, в одном случае зафиксирован повышенно- и высокощелочной состав базальтоидов (о. Триндади). По соотношению щелочей преобладают натриевые уклоны. Характерны низкоглиноземистые и высокотитанистые уклоны базальтоидов, лишь в ассоциации северо-западной части Минусинского прогиба преобладают высокоглиноземистые и умеренно низкотитанистые породы.

Мезо- и меланократовые базальтоиды рассматриваемых ассоциаций описываются как базальты, базаниты, анкаратриты, меланефелиниты, иногда мелилит-нефелиновые базальты (о. Трук), а лейкобазальтоиды —

## Петрохимические данные для существенно базальтоидных ассоциаций с субмеланкритонидной и щелочносалической группами пород

Номер	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
П л а т ф о р м а										
1а	47,30	2,72	16,23	5,30	7,11	5,27	9,55	3,87	1,91	0,65
	3,48	0,96	2,59	2,14	2,27	2,52	2,59	0,92	0,94	0,27
б	54,51	1,00	20,11	3,68	3,09	1,32	2,94	7,65	5,14	0,46
	1,58	0,48	1,44	1,36	0,96	0,39	0,94	1,56	0,74	0,24
в	41,47	3,57	11,21	5,61	7,52	11,91	14,45	2,63	1,08	0,64
	0,86	0,33	1,43	1,20	0,82	2,16	1,85	0,89	0,28	—
М а т е р и н к о в о е   п л а т о										
2а	47,35	1,39	18,04	6,43	5,32	5,47	10,57	3,59	1,34	0,49
	2,92	0,36	1,89	2,24	1,76	1,97	2,23	1,15	0,66	—
б	58,65	0,61	18,87	5,25	2,18	0,93	2,85	5,91	4,37	0,56
	3,28	0,50	1,90	1,48	1,00	0,78	1,27	1,29	1,08	—
в	41,69	1,95	11,49	7,20	6,17	13,48	14,46	2,26	0,67	0,48
	2,05	1,03	1,89	2,04	1,67	3,65	1,85	0,80	0,31	0,30
О к р а и н н ы е   м о р я										
3а	46,88	2,39	14,79	3,60	8,78	7,20	10,84	3,35	1,44	0,62
	1,64	0,52	1,97	1,41	1,58	2,51	1,75	1,24	0,82	0,22
б	43,93	2,52	10,68	4,08	8,77	14,11	11,81	2,39	0,89	0,61
	1,94	0,79	1,40	1,97	1,26	3,21	1,13	0,84	0,39	0,27
в	55,69	0,71	19,43	4,12	3,42	1,15	3,39	7,56	3,99	0,29
	1,10	0,47	0,82	0,68	0,97	0,37	0,99	1,20	0,73	0,14
4а	46,92	2,78	15,91	5,11	6,71	6,27	9,43	4,17	1,74	0,79
	3,06	1,19	2,69	1,99	2,21	2,60	2,15	1,86	0,69	0,25
б	41,70	2,23	12,34	4,14	8,80	12,29	13,20	3,05	1,03	0,95
	1,92	1,61	1,67	1,74	0,88	0,70	0,75	1,01	0,46	0,32
в	56,62	0,35	21,54	1,86	1,16	0,47	2,06	9,99	5,69	0,21
	1,81	0,31	1,64	0,89	0,50	0,48	1,14	1,93	0,83	0,16
О к е а н ы										
5а	47,60	3,04	15,58	4,83	7,86	5,95	8,97	3,79	1,40	0,80
	1,78	0,71	1,44	1,43	1,53	2,01	1,76	0,88	0,48	0,35
б	41,80	2,60	11,01	4,66	9,13	13,72	12,17	2,95	1,02	0,75
	2,49	0,32	0,90	1,38	1,08	1,83	0,81	1,11	0,42	0,34
в	58,56	1,12	18,50	4,60	2,67	1,41	2,98	6,35	2,98	0,61
	1,95	0,31	1,15	1,58	1,55	0,54	0,94	0,59	0,45	0,26
6а	47,81	2,66	15,04	4,10	7,82	7,53	0,25	3,06	1,10	0,43
	1,89	0,65	1,48	1,92	2,09	2,74	1,29	0,64	0,64	0,18
б	62,00	0,25	18,67	2,87	1,78	0,24	1,17	7,18	5,01	0,07
	1,18	0,13	0,67	0,66	0,51	0,27	0,73	0,65	0,58	—
[в]	44,78	2,38	11,27	3,59	9,04	14,41	10,83	2,28	0,88	0,38
	0,92	0,26	1,23	1,32	1,39	1,88	0,74	0,55	0,18	0,09
7а	47,18	3,07	16,61	4,20	6,57	5,73	9,12	4,37	2,16	0,82
	3,65	0,83	2,21	1,75	2,16	2,63	2,05	1,17	0,71	0,30

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
б	59,72	0,90	18,68	2,62	1,51	0,88	1,82	8,37	5,12	0,18
	5,13	0,15	2,48	1,62	1,18	0,33	1,25	1,28	0,43	0,03
в	43,08	2,92	9,77	6,26	7,71	15,56	11,10	2,22	0,82	0,41
8а	42,77	2,79	17,29	5,24	6,33	6,12	10,51	5,17	2,66	0,92
	3,47	0,76	2,06	1,62	1,98	2,05	1,96	1,59	2,04	0,36
б	52,37	0,64	21,79	2,94	1,75	1,34	3,28	10,06	5,46	0,22
	1,50	0,25	1,51	0,45	0,78	0,33	0,57	1,93	1,61	0,07
в	38,59	3,16	12,29	6,23	8,24	12,24	12,05	4,79	1,30	0,91
	0,57	0,56	0,88	0,74	1,21	0,48	1,04	1,38	0,97	0,30
9а	49,14	2,74	15,93	3,62	6,67	5,53	9,25	3,86	2,33	0,77
	3,97	0,98	2,09	1,76	1,83	2,53	2,47	0,92	1,34	0,49
б	62,55	0,86	17,56	2,40	1,56	0,77	1,93	6,22	5,73	0,30
	2,82	0,40	0,95	0,96	1,00	0,58	1,25	0,83	0,96	0,21
в	45,86	2,25	9,31	3,54	8,30	14,93	11,68	2,09	1,35	0,51
	1,54	0,39	2,11	1,20	1,63	3,88	1,19	0,67	0,47	0,24
10а	47,13	2,70	15,49	3,40	8,57	7,14	9,52	3,99	1,22	0,63
	2,65	0,61	1,57	1,04	1,31	2,67	1,21	1,21	0,32	0,24
б	64,01	0,66	19,04	2,28	1,03	0,53	1,38	6,94	3,84	0,14
	39,61	3,41	11,18	4,61	8,50	14,59	13,55	2,76	0,93	0,67
в	2,13	0,56	0,68	1,10	1,30	1,11	1,84	1,00	0,36	0,34
	48,42	2,77	16,71	3,68	8,30	5,19	8,17	4,34	1,66	0,57
11а	3,49	1,18	1,81	1,53	1,47	2,42	2,29	1,06	0,61	0,22
	60,76	0,44	18,29	2,58	3,03	0,27	1,91	7,69	4,63	0,20
б	1,55	0,44	0,92	0,79	1,16	0,27	0,76	0,74	0,82	0,26
	44,55	2,11	11,79	1,68	9,07	15,60	12,53	1,61	0,55	0,32
12а	49,29	3,42	13,38	3,24	7,52	7,92	8,61	3,15	2,64	0,69
	1,89	0,75	2,40	2,16	1,91	3,37	1,17	0,85	0,72	0,18
б	44,76	3,71	9,04	2,43	10,18	15,26	10,81	2,12	1,50	0,53
	1,11	1,13	1,50	1,26	1,25	1,01	1,02	0,34	0,40	0,19
в	60,77	0,39	18,39	3,52	2,00	0,48	1,76	6,56	5,89	0,08
	1,56	0,24	0,75	0,92	0,94	0,21	0,62	1,04	0,74	0,06

## Геосинклинальная область

13а	53,43	0,95	17,95	4,90	5,59	4,23	7,07	3,93	1,66	0,37
	2,91	0,32	1,73	2,12	1,86	1,23	2,34	1,43	1,28	—
б	59,90	0,64	19,28	2,29	2,92	1,78	2,02	4,67	6,13	0,24
	1,92	0,15	1,45	1,18	1,12	0,67	1,05	1,65	2,53	—
в	47,27	0,44	12,70	2,80	7,08	12,89	14,08	1,97	0,52	—

1. Плиоцен-четвертичная ассоциация вулкана Килиманджаро, Восточная Африка [El-Hinnawi, 1964; Williams, 1969; Восточно-Африканская рифтовая система, 1974]. а. Базальтоидная группа (20 ан.;  $P_2O_5$  — 19 ан.). б. Щелочно-носалическая группа (23 ан.;  $P_2O_5$  — 22 ан.), в том числе фонолитонды, агнаитовые породы. в. Субмеланикритоидная группа (5 ан.;  $P_2O_5$  — 3 ан.).

2. Раннедевонская ассоциация западной части Северо-Минусинской впадины [Бородин, Гладких, 1967; Хомичев, 1975]. а. Базальтоидная группа (72 ан.;  $P_2O_5$  — 52 ан.). б. Щелочно-носалическая группа (19 ан.;  $P_2O_5$  — 9 ан.). в. Субмеланикритоидная группа (6 ан.).

3. Неоген-четвертичная ассоциация Коморского архипелага, Индийский океан [Strong, 1972а, б; Flower, 1973; Upton e. a., 1974; Cherotzky, 1975]. а. Базальтоидная группа (41 ан.), в том числе нефелинсодержащие породы. б. Субмеланикритоидная группа (6 ан.).

лапикритоидная группа (30 ан.), в том числе нефелинсодержащие породы. в. Щелочносалическая группа (10 ан.), в том числе агпайтовые породы.

4. Неогеновая ассоциация о. Принсипи, Гвинейский залив [Mitchell-Thomè, 1970; Fitton, Hughes, 1977]. а. Базальтоидная группа (16 ан.), в том числе нефелинсодержащие породы. б. Субмелалапикритоидная группа (5 ан.). в. Щелочносалическая группа (20 ан.;  $P_2O_5$  — 18 ан.), в том числе фонолитойды и агпайтовые породы.

5. Плиоцен-четвертичная (поздняя) ассоциация Гавайских островов, Тихий океан [Macdonald, Katsura, 1964; Macdonald, 1968; и др.]. а. Базальтоидная группа (60 ан.). б. Субмелалапикритоидная группа (13 ан.). в. Щелочносалическая группа (11 ан.).

6. Плиоцен-четвертичная ассоциация о-ва Маврикий, Индийский океан [Walker, Nicolaysen, 1953-54; Baxter, 1975, 1976]. а. Базальтоидная группа (225 ан.). б. Щелочносалическая группа (11 ан.;  $P_2O_5$  — 6 ан.). в. Субмелалапикритоидная группа (18 ан.).

7. Плиоцен-четвертичная ассоциация о. Тенерифе, Канарский архипелаг, Атлантика [Fuster, Arana, Brändlie et al., 1968; Ridley, 1970; Ibarrola, 1970a, б]. а. Базальтоидная группа (90 ан.;  $P_2O_5$  — 87 ан.). б. Щелочносалическая группа (101 ан.;  $P_2O_5$  — 94 ан.), в том числе нефелин-, содалит- и гаюинсодержащие и агпайтовые породы. в. Субмелалапикритоидная группа (1 ан.).

8. Кайнозойская ассоциация о. Триндади, Атлантика [Mitchell-Thomè, 1970]. а. Базальтоидная группа (14 ан.). б. Щелочносалическая группа (6 ан.), в том числе фонолитойды, агпайтовые породы. в. Субмелалапикритоидная группа (5 ан.).

9. Плиоцен-четвертичная ассоциация островов Сан-Мигел, Фаял и Пико, Азорский архипелаг, Атлантика [Assuncao de Torre, 1961; Schmincke, Weibel, 1972; Mitchell-Thomè, 1976]. а. Базальтоидная группа (50 ан.). б. Щелочносалическая группа (37 ан.), в том числе агпайтовые породы. в. Субмелалапикритоидная группа (7 ан.).

10. Неогеновая ассоциация островов Трук и Понапе, Тихий океан [Yagi, 1960; Stark, Nau, 1963]. а. Базальтоидная группа (22 ан.). б. Щелочносалическая группа (3 ан.). в. Субмелалапикритоидная группа (6 ан.).

11. Неогеновая ассоциация о. Св. Елены, Атлантика [Daly, 1927; Baker, 1969]. а. Базальтоидная группа (16 ан.). б. Щелочносалическая группа (14 ан.), в том числе фонолитойды, агпайтовые породы. в. Субмелалапикритоидная группа (1 ан.).

12. Кайнозойская ассоциация о. Хёрд, Индийский океан [Stephenson, 1972]. а. Базальтоидная группа (33 ан.). б. Субмелалапикритоидная группа (12 ан.). в. Щелочносалическая группа (9 ан.).

13. Позднесилурийско-раннедевонская ассоциация Тагильского синклиория, Средний и Северный Урал [Лисов, 1963; Чурилин, Малахова, 1973; и др.]. а. Базальтоидная группа (37 ан.;  $P_2O_5$  — 10 ан.). б. Щелочносалическая группа (44 ан.;  $P_2O_5$  — 22 ан.). в. Субмелалапикритоидная группа (1 ан.).

Базальтоидная группа. Уклоны: Мелабазальтоидный — 3. Меламезобазальтоидный — 5—7, 10, 12. Базальтовый — 2, 5, 9, 12. Мезолейкобазальтоидный — 9. Лейкобазальтоидный — 13. ● Железобазальтовый — 2—4, 6, 8—10. Железистый — 11. Умеренножелезистый — 1, 5, 7, 13. ● Щелочной — 4. Среднещелочной — 1—3, 5, 9, 10—13. Умереннощелочной — 6. Повышеннощелочной — 7. Повышенно- и высокощелочной — 8. ● Натриевый — 1, 4, 7—9, 13. Умереннонатриевый — 12. Умеренно- и высоконатриевый — 11. Высоконатриевый — 2, 3, 5, 6, 10. ● Весьма низкоглиноземистый — 12. Низкоглиноземистый — 3, 5, 6, 9, 10. Среднеглиноземистый — 8, 11, 13. Высокоглиноземистый — 2. ● Умеренно низкотитанистый — 2, 13. Высокотитанистый — 1, 4, 8, 10, 11. Весьма высокотитанистый — 3, 5—7, 9, 12. ●

Субмелалапикритоидная группа. Уклоны: Субмелалапикритоидный — 6, 9. Пикритовой — 2, 3, 5, 10, 12. Умеренномагмиевый — 3, 5, 6, 10, 12. Магмиевый — 2, 9. ● Щелочной — 3, 5. Среднещелочной — 6, 10, 12. ● Натриевый — 2, 9, 12. Высоконатриевый — 3, 5, 6, 10. ● Высокоглиноземистый — 9. Весьма высокоглиноземистый — 2, 12. Крайне высокоглиноземистый — 3, 5, 6, 10. ● Высокотитанистый — 3, 6, 9. Весьма высокотитанистый — 5, 10, 12.

Щелочносалическая группа. Уклоны: Трахитовой — 4, 6, 7, 9, 11. Мелатрахитоидный — 1—3, 5, 8. Мелатрахитовой — 12, 13. ● Железистый — 1—5, 7—9. Умеренножелезистый — 13. Высокожелезистый — 6, 12. Весьма высокожелезистый — 11. ● Щелочной — 2. Среднещелочной — 5. Повышенно- и высокощелочной — 3, 6, 11, 12. Повышеннощелочной — 9, 13. Высокощелочной — 1, 4, 7, 8. ●

Фонолитовидный — 1, 4, 8. ● Натриевый — 2—4, 5, 8, 11. Умереннонатриевый — 1, 6, 7, 9, 12. ● Агпаитовый — 4, 7. Весьма низкоанортитовый — 1, 6, 9, 11, 12. Низкоанортитовый — 2, 3, 5, 8, 13. ● Высокоглиноземистый — 2, 3, 5—7, 12, 13. Умеренно высокоглиноземистый — 11. Весьма высокоглиноземистый — 1, 4, 8.

как трахиандезиты, латиты, гавайиты, муджиериты, бенморейты. Во вкрапленниках первых преобладают оливин и авгит, реже плагиоклаз; в лейкобазальтоидах часто упоминается керсутит. Почти всегда отмечаются апатит, титаномагнетит, ильменит. Нередки биотит, нефелин, анальцит и натролит. Железистость оливина в породах колеблется от 8 до 45%, пироксен представлен обычно титанистым авгитом.

Щелочносалическая группа вулканитов в рассматриваемых ассоциациях характеризуется уклонами от трахитового до мелатрахитоидного, от железистого до высокожелезистого. По общей щелочности зафиксированы средне-, повышенно- и высокощелочной уклоны, а по соотношению щелочей — натриевый и умереннонатриевый. По содержанию глинозема обычен высокоглиноземистый уклон (умеренно и весьма высокоглиноземистый).

Щелочносалические породы рассматриваемых ассоциаций описываются как трахиты, щелочные трахиты, фонолиты, реже — бенморейты, муджиериты. Во многих районах описаны туфы и игнимбриты трахитового состава. Характерные вкрапленники — кислый плагиоклаз (обычно олигоклаз), анортит, нефелин, ферроавгит, эгиринавгит (до эгирина), биотит, роговая обманка или натриевый амфибол, реже оливин, титаномагнетит, санидин, содалит. В основной массе эффузивов отмечаются те же минералы, иногда упоминаются анальцит, энigmatит, катафорит.

Субмелалапикритоидная группа обнаруживает магниевый, умеренномагниевый уклоны. В случаях, когда при имеющемся малом числе анализов удалось выявить преобладание достаточно узких классов общей щелочности, уклоны оказались среднещелочным (острова Маврикий и Херд), повышенно- и высокощелочным (Килиманджаро). Субмелалапикритоиды рассматриваемых ассоциаций относительно богаты глиноземом, преобладают весьма и крайне высокоглиноземистые уклоны. Характерно для этих пород высокое содержание титана, зафиксированы высокотитанистый, весьма высокотитанистый уклоны.

Субмелалапикритоиды описываются как анкарамиты, лимбургиты, базаниты, пикритовые порфириты, меланефелиниты, океаниты. Вкрапленники присутствуют обычно в большом количестве (20—60%) и представлены, главным образом, оливином и клинопироксеном, в малом количестве встречается плагиоклаз. Железистость темноцветных минералов меньше, чем в базальтах. В основной массе кроме минералов, встречающихся во вкрапленниках, упоминается нефелин.

Существенно базальтоидные ассоциации с пикритоидными, трахитоидной и карбонатитовой группами пород. Учтено три примера таких ассоциаций, две — в пределах Африканской платформы и одна — на островах Зеленого Мыса в Атлантике.

Плиоцен-четвертичная ассоциация северной Танзании и южной Кении приурочена к южному окончанию восточной ветви Восточно-Африканского рифта и вытянута меридионально на расстояние около 300 км. Здесь известны покровы трещинных излияний и центральные вулканы. Поздние продукты характеризуются более высокой щелочностью базальтоидов, увеличением роли щелочносалических пород и широким проявлением карбонатитов. Известны большое количество вулканических центров с туфами и лавами карбонатитов, главным образом севитов, и действующий вулкан Олдоиньо-Ленгаи, извергающий лавы натриевых карбонатитов. Реже встречаются карбонатиты интрузивной фации (шток севита в кратере

вулкана Мосоник, магнетитовые севиты, прорывающие пирокласты вулкана Хананг).

Миоценовая ассоциация Восточной Уганды представлена в разной степени эродированными центральными вулканами, образующими меридиональную зону протяженностью более 200 км. Карбонатиты известны только в субвулканической фации — в некках и дайках.

Кайнозойская ассоциация островов Зеленого Мыса сложена субаэральными лавами и тефроидами. Щелочносалические породы встречаются в пирокластах и слагают некки. Карбонатиты установлены в интрузивной фации в южной части архипелага (острова Фого и Брава).

Петрохимический состав вулканитов приведен в табл. 20. Базальтоиды обладают повышенной меланократовостью, щелочностью и титанистостью, по соотношению щелочей они натриевые. Петрографически

Таблица 20

Петрохимические данные для существенно базальтоидных ассоциаций с пикритоидными, трахитоидной и карбонатитовой группами

Номер	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
П л а т ф о р м ы										
1а	46,86	2,28	15,19	5,79	5,13	4,30	10,74	6,20	2,69	0,75
	4,60	0,78	2,38	2,12	2,38	2,39	4,12	2,63	1,25	—
б	53,39	1,02	19,39	4,48	2,35	0,80	4,07	9,24	4,86	0,23
	4,19	0,40	1,53	1,28	0,86	0,58	1,78	1,73	0,77	—
в	41,75	2,91	9,37	7,83	6,55	12,42	14,03	3,01	1,51	0,58
	3,12	1,01	1,34	3,91	2,75	3,35	2,30	0,92	0,68	0,42
г	1,15	0,09	0,87	0,37	—	0,94	15,56	29,37	6,66	1,03
д	0,23	сл.	1,23	1,51	—	0,48	52,26	—	—	1,00
е	37,97	2,34	5,82	9,63	5,36	28,14	8,15	0,92	1,38	—
	44,90	2,23	15,61	5,73	5,97	4,70	11,70	5,56	2,75	0,74
2а	4,57	0,91	2,73	2,57	2,53	2,31	4,75	2,05	1,15	0,38
	53,12	0,49	20,00	3,93	2,88	0,64	3,71	10,05	4,82	0,22
б	4,04	0,28	1,60	1,23	1,61	0,31	1,82	2,02	1,67	—
	57,85	0,35	19,45	5,25	0,50	0,21	1,51	0,56	13,78	0,29
в	2,33	0,05	1,69	1,52	0,96	0,20	0,90	0,16	0,97	0,04
	49,39	2,23	8,94	7,18	6,76	10,50	16,29	3,35	1,63	0,59
г	2,77	0,63	2,61	2,01	1,42	2,38	2,19	1,61	0,61	—
	42,23	0,73	7,14	3,22	8,04	26,98	8,39	1,86	0,96	0,26
О к е а н										
3а	43,52	3,65	15,66	5,27	6,39	6,15	11,61	4,30	2,42	0,86
	3,00	0,82	2,06	1,74	1,87	1,90	2,33	1,26	1,00	0,34
б	39,56	4,08	10,73	5,96	7,04	12,07	15,55	2,60	1,27	0,95
	2,59	0,71	1,75	3,36	2,87	3,02	2,06	0,80	0,56	0,48
в	54,96	0,96	21,16	2,60	2,02	0,77	3,16	8,38	5,60	0,20
	3,30	0,55	1,41	1,41	0,69	0,49	1,65	2,09	1,11	—
г	2,27	0,15	0,09	1,78	0,45	0,99	51,42	0,44	0,13	1,96
д	38,25	3,41	4,41	5,19	9,09	23,01	13,76	1,55	1,03	0,29

1. Плиоцен-четвертичная ассоциация Северной Танзании и Южной Кении [Восточно-Африканская рифтовая система, 1974; Даусон, 1969; El-Hinnawi, 1964; Saggerson, Williams, 1964; Dawson, Powell, 1970]. а. Базальтоидная группа (42 ан.; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 33 ан.), в том числе нефелинсодержащие породы. Уклон базальтовый,

умеренножелезистый, повышенно- и высокощелочной, высоконатриевого, высокоанортитовый, низкоглиноземистый, высокотитанистый. б. Щелочносалическая группа (25 ан.;  $P_2O_5$  — 23 ан.), в том числе фонолитонды. Уклон мелатрахитоидный, высокожелезистый, высокощелочной, натриевый, весьма низкоанортитовый, высокоглиноземистый. в. Субмеллапикритовидная группа (23 ан.), в том числе породы с нефелином и меллитом. Уклон пикритовый, умеренноматниевый, повышенно- и высокощелочной, натриевый, весьма высокоглиноземистый, высокотитанистый. г, д. Карбонатитовая группа. г. Натриевые карбонатиты вулкана Олдоиньо-Ленгаи (5 ан.), в том числе  $H_2O$  — 5,92%;  $CO_2$  — 32, 37; F — 2,24; Cl — 2,75;  $SO_3$  — 2,46; MnO — 0,22; SrO — 1,11; BaO — 1,02%;  $TiO_2$  — по 2 ан.;  $Fe_2O_3$ , MnO,  $P_2O_5$ , F — по 3 ан.;  $SiO_2$ ,  $SO_3$ , BaO — по 4 ан. д. Севит вулкана Керимаси (1 ан.), в том числе  $H_2O$  — 2,23%;  $CO_2$  — 40,5; MnO — 0,15%. е. Меллапикритовидная группа (1 ан.).

2. Миоценовая ассоциация Восточной Уганды [King, Сатерланд, 1969; Восточно-Африканская рифтовая система, 1974; El-Hinnawi, 1964; King, 1965; Sutherland-1965; Nixon, Clark, 1967; Varne, 1968]. а. Базальтоидная группа (51 ан.;  $P_2O_5$  — 44 ан.), в том числе породы с нефелином, анальцимом, меллитом. Уклон меламезобазальтоидный, умеренножелезистый, высокощелочной, натриевый, низкоанортитовый, низкоглиноземистый, высокотитанистый. б, в. Щелочносалическая группа: б. Фонолиты и их интрузивные аналоги (11 ан.;  $P_2O_5$  — 9 ан.). Уклон мелатрахитоидный, высокожелезистый, высокощелочной (фонолитовый), натриевый, весьма низкоанортитовый, высокоглиноземистый. в. Мелатрахиты (5 ан.). г. Субмеллапикритовидная группа (15 ан.;  $P_2O_5$  — 13 ан.), в том числе породы с нефелином и меллитом. Уклон пикритовый, умеренноматниевый, щелочной, натриевый, весьма высокоглиноземистый, высокотитанистый. д. Меллапикрит (1 ан.).

3. Кайнозойская ассоциация островов Зеленого Мыса [Part, 1950; Mitchell-Thomé, 1976; Klerkx e. a., 1974]. а. Базальтоидная группа (74 ан.), в том числе породы с нефелином, гаюином, лейцитом, меллитом. Уклон базальтовый, железоматниевый, повышенно- и высокощелочной, умереннонатриевый, низкоанортитовый, низкоглиноземистый, весьма высокотитанистый. б. Субмеллапикритовидная группа (20 ан.), в том числе породы с нефелином, содалитом, меллитом, Уклон субмеллапикритовидный, умеренноматниевый, среднещелочной, натриевый, весьма высокоглиноземистый, весьма высокотитанистый. в. Щелочносалическая группа (22 ан.;  $P_2O_5$  — 20 ан.), в том числе породы с нефелином, анальцимом, содалитом, гаюином, лейцитом. Уклон мелатрахитоидный, железистый, высокощелочной, умереннонатриевый, весьма низкоанортитовый, весьма высокоглиноземистый. г. Севит (3 ан.), в том числе  $H_2O$  — 0,35%;  $CO_2$  — 39,08; MnO — 0,64%. д. Меллапикрит (1 ан.).

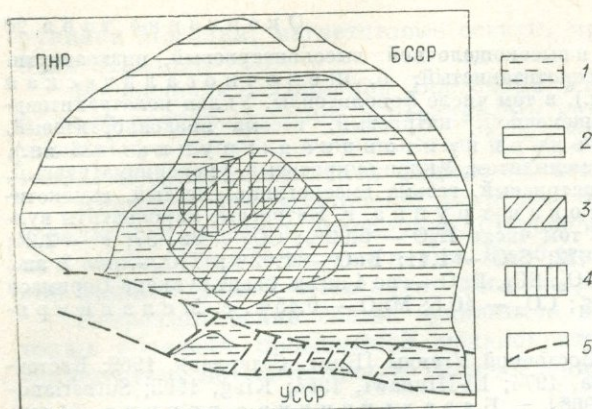
описываются как нефелиниты, базаниты, базанитоиды, анкаратриты, тефриты. Характерно присутствие пород с меллитом (меллитовые нефелиниты). В африканских ассоциациях, кроме того, описаны трахиандезиты, трахибазальты и оливиновые базальты. На островах Зеленого Мыса широко распространены базальтоиды, описанные как лимбургиты, отмечены авгититы, таититы, лейцитовые нефелиниты, меллитовые гаюиниты, гаюиновые нефелиниты.

Для субмеллапикритовидов также зафиксированы повышенная щелочность и титанистость. Породы этой группы известны как пикритобазальты, оливиновые меланефелиниты, анкаратриты, базанитоиды, авгититы. Здесь более широко, чем среди базальтоидов, распространены породы с меллитом, в том числе меллититы, меллитовые нефелиниты и др.

Щелочносалическая группа во всех случаях имеет уклоны высокощелочные, натриевые, весьма низкоанортитовые. Породы описываются как фонолиты, нефелиниты, трахиты. На островах Зеленого Мыса описаны фонолиты с гаюином и лейцитом. В Восточной Уганде кроме натриевых фонолитов отмечены весьма высококальциевые трахиты и ортоклазиты (вулкан Торор) [Sutherland, 1965].

Меллапикритовиды изучены слабо и, вероятно, распространены очень ограниченно. Единичные химически анализированные образцы описаны как пикрит (Танзания), анкаратрит (Восточная Уганда), меллитовый анкаратрит (острова Зеленого Мыса).

Карбонатиты представлены главным образом севитами с магнетитом,



Р и с. 25. Распространение вулканогенных пачек в венде Подляско-Брестской впадины [Зиновенко, 1976].

1 — нижняя пачка базальтоидных тефроидов; 2 — пачка базальтоидных лав и тефроидов; 3 — пачка кислых лав и тефроидов; 4 — верхняя пачка базальтоидных лав и тефроидов; 5 — разломы Припятского вала.

перовскитом, апатитом, пирохлором, бадделейтом, волластонитом. Отмечаются доломитовые севиты и железистые карбонаты и только в Северной Танзании известны содовые карбонаты.

Интрузивные аналоги имеются для пород субмеланокритойдной, базальтоидной, трахитоидной и карбонатитовой групп вулканитов. Это пироксениты, мельтейгиты, ийолиты, уртиты, нефелиновые и анальцимовые сиениты, натролитовые тингуаиты, существенно кальциевые карбонаты. В африканских ассоциациях

встречены волластонитовые ийолиты и уртиты. На островах Зеленого Мыса описаны эссекиты, долериты, нефелиновые монцониты. Пирохлоровые севиты представляют интерес как ниобиевое сырье.

Существенно базальтоидные ассоциации с кислой группой распространены шире, чем любой другой класс сложных существенно базальтоидных и вообще сложных вулканических формаций. Они уступают лишь чисто базальтоидным ассоциациям. Встречаются в разной тектонической обстановке, в том числе изредка в пределах платформенного чехла и в областях открытого океана, где объемы кислых вулканитов обычно малы.

Риолитоидно-базальтоидные ассоциации открытого океана представлены в Исландии, на островах Буве, Вознесения и Пасхи и в центральной части подводного Галапагосского поднятия. На материковых платформах кислые вулканиты появляются преимущественно, если не исключительно, в зонах с признаками аномально повышенной подвижности (Подляско-Брестская впадина в поясе перикратонных опусканий Восточно-Европейской плиты (рис. 25); юго-восточная часть Воронежской антеклизы).

Весьма распространены риолитоидно-базальтоидные ассоциации в геосинклинальных разрезах, в современных внутренних и окраинных морях, в современных и древних упорядоченных орогенах, во внеплатформенных материковых и шельфовых плато. В этих областях со зрелой или промежуточной корой общие объемы риолитоидно-базальтоидных вулканических ассоциаций и объем вулканитов кислой группы часто велики, причем последняя зачастую лишь немного уступает базальтоидам. Признаки состава (в частности, петрохимические уклоны) базальтоидной и кислой групп вулканитов нередко выдерживаются на огромных пространствах (крупные секторы Охотско-Чукотского вулканического пояса, пояс Анд — Кордильер, Трансмексиканский вулканический пояс и некоторые другие зоны). Ученные примеры региональных ассоциаций (около 150) приведены в табл. 21.

Хронологическая последовательность формирования пород базальтоидной и кислой групп в общем противоречива, обычно устанавливается их переслаивание. Чаще кислые породы приурочены к верхней части разреза ассоциаций, где могут преобладать, но иногда они сосредоточены в низах (позднепротерозойские формации Барби в Намибии и Лос в Швеции; юрская ассоциация Трансантарктических гор, миоценовая гор Бержени в Венгрии; неоген-четвертичные ассоциации провинции Гуэлая в

## Петрохимические данные для риолитоидно-базальтоидных ассоциаций

Номер	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
П л а т ф о р м ы										
1а	51,24 3,27	2,98 1,16	13,77 1,81	6,02 2,59	8,53 2,32	4,73 1,66	8,21 1,67	2,60 0,64	1,40 0,60	0,37 0,02
б	67,85 0,88	0,99 0,04	13,33 0,37	2,89 0,85	2,99 0,85	1,21 0,27	3,40 0,63	2,98 0,05	3,83 0,45	0,38 0,01
2а	52,90 1,12	1,90 0,35	14,07 0,80	3,39 0,80	7,49 0,61	7,39 0,67	7,48 0,99	2,69 0,38	0,60 0,30	0,20 0,02
б	70,36 0,33	0,74 0,45	13,14 0,69	2,00 0,59	3,10 0,75	0,96 0,15	2,46 0,20	2,98 0,31	3,97 0,08	0,21 0,01
3	49,58 0,46	1,67 0,17	14,14 0,89	5,79 0,84	7,18 1,02	7,65 0,40	11,10 0,67	2,21 0,18	0,28 0,04	0,27 0,02
4а	49,54 1,06	3,23 0,47	14,40 1,31	6,66 1,72	6,55 1,95	6,12 2,98	7,38 1,13	1,80 0,42	3,63 1,15	0,47 0,14
б	73,21	0,31	11,76	2,40	1,79	0,51	0,41	0,76	8,75	0,09
5а	50,27 2,19	1,93 0,96	14,71 1,69	7,34 3,11	6,23 2,63	7,36 3,32	6,94 3,35	3,07 1,42	1,67 1,72	0,23 0,19
б	50,02 2,14	1,95 1,05	14,88 1,70	7,42 3,35	5,73 2,75	7,45 3,74	7,11 3,33	3,18 1,29	1,78 1,89	0,22 0,18
в	50,9 2,24	1,88 0,70	14,31 1,64	7,13 2,50	7,45 1,83	7,14 1,99	6,50 3,45	2,79 1,70	1,38 1,18	0,27 0,19
г	68,91 2,29	0,96 0,10	14,88 1,58	2,26 1,55	1,78 0,63	3,46 1,24	2,37 0,94	2,89 1,63	2,16 1,26	0,28 0,13
М а т е р и к о в о - ш е л ь ф о в ы е п л а т о										
6а	53,84 3,80	1,01 0,22	17,73 1,29	—	7,98 0,97	5,33 1,80	8,81 1,88	3,46 0,72	1,02 0,58	0,09 —
б	70,69 3,35	0,42 0,16	14,83 0,84	—	2,74 0,99	0,69 0,53	2,21 1,28	4,23 0,35	3,71 0,53	—
7а	54,72 3,55	1,56 0,49	16,89 0,93	3,35 2,03	5,75 1,78	4,43 1,78	7,73 1,57	3,90 0,77	1,11 0,47	0,38 0,12
б	71,92 1,57	0,33 0,33	14,75 0,58	1,14 0,67	1,51 0,62	0,31 0,11	1,34 0,40	4,92 0,57	3,61 0,54	0,08 0,07
8а	48,65 3,61	2,56 0,86	14,89 1,17	1,87 1,44	11,61 2,40	6,49 2,58	8,95 1,79	2,86 0,56	1,16 1,00	0,74 0,64
б	75,62 1,66	0,25 0,12	12,65 0,63	1,04 0,66	0,74 0,41	0,27 0,29	0,94 0,65	2,76 0,54	5,66 0,81	0,03 0,03
9а	47,57	2,17	16,48	3,42	8,34	7,85	8,08	3,36	1,97	0,51
б	65,3	0,50	16,15	2,55	3,36	0,21	1,28	5,37	5,13	0,05
10	50,94	2,41	14,36	3,10	5,89	6,90	6,55	3,82	4,87	1,05
11а	48,56 1,64	2,09 0,37	1,67 1,86	3,30 0,87	5,99 0,93	6,29 1,17	9,43 0,71	4,62 1,51	2,17 0,90	0,72 0,34
б	74,76 3,74	0,14 0,12	13,51 1,89	0,94 0,26	0,38 0,26	0,09 0,09	0,86 0,26	3,75 1,62	5,45 0,47	0,06 0,04
12а	60,15 3,32	0,76 0,14	16,71 1,10	3,05 1,24	2,57 1,33	3,39 1,77	6,34 1,32	3,47 0,39	3,16 0,76	0,30 0,17

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
б	<u>70,23</u>	<u>0,41</u>	<u>15,32</u>	<u>1,77</u>	<u>0,82</u>	<u>0,82</u>	<u>2,43</u>	<u>3,49</u>	<u>4,49</u>	<u>0,14</u>
	<u>2,97</u>	<u>0,19</u>	<u>1,31</u>	<u>1,02</u>	<u>0,56</u>	<u>0,59</u>	<u>1,14</u>	<u>0,66</u>	<u>0,80</u>	<u>0,09</u>
13a	<u>59,64</u>	<u>0,65</u>	<u>16,26</u>	<u>3,32</u>	<u>3,66</u>	<u>3,71</u>	<u>6,62</u>	<u>3,36</u>	<u>2,60</u>	<u>0,06</u>
	<u>2,76</u>	<u>0,13</u>	<u>1,68</u>	<u>1,32</u>	<u>0,91</u>	<u>1,39</u>	<u>1,48</u>	<u>0,61</u>	<u>1,05</u>	<u>0,04</u>
б	<u>70,59</u>	<u>0,41</u>	<u>13,96</u>	<u>1,33</u>	<u>2,07</u>	<u>1,13</u>	<u>3,04</u>	<u>3,41</u>	<u>3,87</u>	<u>0,12</u>
	<u>4,44</u>	<u>0,20</u>	<u>2,35</u>	<u>0,89</u>	<u>1,35</u>	<u>0,69</u>	<u>1,31</u>	<u>0,81</u>	<u>0,94</u>	<u>0,11</u>
14a	<u>54,01</u>	<u>1,53</u>	<u>15,71</u>	<u>4,17</u>	<u>5,23</u>	<u>5,52</u>	<u>7,14</u>	<u>3,76</u>	<u>2,25</u>	<u>0,53</u>
	<u>2,95</u>	<u>0,32</u>	<u>0,93</u>	<u>1,07</u>	<u>1,00</u>	<u>1,43</u>	<u>0,87</u>	<u>0,49</u>	<u>0,78</u>	<u>0,22</u>
б	<u>69,65</u>	<u>0,35</u>	<u>15,10</u>	<u>1,90</u>	<u>0,86</u>	<u>0,78</u>	<u>1,82</u>	<u>4,32</u>	<u>4,96</u>	<u>0,15</u>
	<u>5,15</u>	<u>0,28</u>	<u>1,33</u>	<u>1,01</u>	<u>0,75</u>	<u>0,82</u>	<u>1,42</u>	<u>0,24</u>	<u>0,63</u>	<u>0,16</u>
15a	<u>59,13</u>	<u>0,98</u>	<u>17,11</u>	<u>4,02</u>	<u>3,32</u>	<u>2,68</u>	<u>5,75</u>	<u>3,49</u>	<u>3,02</u>	<u>0,37</u>
	<u>2,27</u>	<u>0,22</u>	<u>0,89</u>	<u>0,91</u>	<u>1,28</u>	<u>0,70</u>	<u>0,92</u>	<u>0,31</u>	<u>0,54</u>	<u>0,16</u>
б	<u>67,31</u>	<u>0,58</u>	<u>16,22</u>	<u>2,87</u>	<u>0,79</u>	<u>0,89</u>	<u>2,78</u>	<u>3,90</u>	<u>4,37</u>	<u>0,21</u>
	<u>2,56</u>	<u>0,17</u>	<u>1,04</u>	<u>1,08</u>	<u>0,61</u>	<u>0,44</u>	<u>0,98</u>	<u>0,48</u>	<u>0,78</u>	<u>0,12</u>
16a	<u>49,68</u>	<u>1,18</u>	<u>15,15</u>	<u>3,02</u>	<u>8,27</u>	<u>8,47</u>	<u>10,93</u>	<u>2,45</u>	<u>0,50</u>	<u>0,22</u>
	<u>2,96</u>	<u>0,36</u>	<u>0,87</u>	<u>1,02</u>	<u>1,09</u>	<u>2,72</u>	<u>1,58</u>	<u>0,40</u>	<u>0,38</u>	—
б	<u>72,81</u>	<u>0,26</u>	<u>13,44</u>	<u>2,35</u>	<u>1,42</u>	<u>0,38</u>	<u>1,34</u>	<u>3,37</u>	<u>4,51</u>	<u>0,09</u>
	<u>6,55</u>	<u>0,26</u>	<u>1,16</u>	<u>2,15</u>	<u>1,35</u>	<u>0,54</u>	<u>0,78</u>	<u>0,98</u>	<u>0,54</u>	—
17a	<u>58,44</u>	<u>0,95</u>	<u>18,07</u>	<u>3,39</u>	<u>4,00</u>	<u>3,13</u>	<u>6,11</u>	<u>3,68</u>	<u>1,79</u>	<u>0,30</u>
	<u>3,93</u>	<u>0,33</u>	<u>0,82</u>	<u>0,97</u>	<u>0,88</u>	<u>1,19</u>	<u>1,54</u>	<u>0,38</u>	<u>0,54</u>	<u>0,15</u>
б	<u>72,29</u>	<u>0,28</u>	<u>14,51</u>	<u>1,31</u>	<u>1,43</u>	<u>0,49</u>	<u>1,39</u>	<u>4,09</u>	<u>3,60</u>	<u>0,08</u>
	<u>2,40</u>	<u>0,13</u>	<u>1,00</u>	<u>0,59</u>	<u>0,63</u>	<u>0,25</u>	<u>0,64</u>	<u>0,51</u>	<u>0,57</u>	<u>0,09</u>
18a	<u>57,23</u>	<u>1,17</u>	<u>17,78</u>	<u>3,49</u>	<u>4,49</u>	<u>3,92</u>	<u>5,60</u>	<u>3,50</u>	<u>2,34</u>	<u>0,37</u>
	б	<u>70,60</u>	<u>0,36</u>	<u>15,00</u>	<u>1,78</u>	<u>1,63</u>	<u>0,87</u>	<u>1,88</u>	<u>3,52</u>	<u>4,07</u>
19	<u>57,13</u>	<u>1,16</u>	<u>13,40</u>	<u>5,16</u>	<u>7,40</u>	<u>3,88</u>	<u>7,71</u>	<u>2,28</u>	<u>1,48</u>	<u>0,16</u>
	<u>1,90</u>	<u>0,58</u>	<u>1,20</u>	<u>2,02</u>	<u>1,56</u>	<u>1,84</u>	<u>1,59</u>	<u>0,33</u>	<u>0,61</u>	<u>0,07</u>
20a	<u>52,87</u>	<u>1,54</u>	<u>16,26</u>	<u>7,60</u>	<u>3,89</u>	<u>7,47</u>	<u>4,07</u>	<u>3,08</u>	<u>2,51</u>	<u>0,55</u>
	<u>4,24</u>	<u>0,56</u>	<u>2,23</u>	<u>2,82</u>	<u>2,15</u>	<u>2,51</u>	<u>1,92</u>	<u>1,37</u>	<u>2,46</u>	<u>0,27</u>
б	<u>73,57</u>	<u>0,31</u>	<u>13,81</u>	<u>1,41</u>	<u>1,22</u>	<u>0,83</u>	<u>0,56</u>	<u>2,11</u>	<u>6,14</u>	—
	<u>1,90</u>	<u>0,06</u>	<u>1,00</u>	<u>1,06</u>	<u>0,61</u>	<u>0,55</u>	<u>0,14</u>	<u>0,27</u>	<u>0,60</u>	—
21a	<u>59,35</u>	<u>0,63</u>	<u>14,93</u>	<u>2,57</u>	<u>3,94</u>	<u>6,30</u>	<u>6,36</u>	<u>3,60</u>	<u>2,19</u>	—
	<u>2,06</u>	<u>0,08</u>	<u>0,46</u>	<u>0,32</u>	<u>0,72</u>	<u>1,06</u>	<u>0,99</u>	<u>0,59</u>	<u>0,13</u>	—
б	<u>59,93</u>	<u>0,68</u>	<u>15,79</u>	<u>2,58</u>	<u>3,66</u>	<u>5,26</u>	<u>5,67</u>	<u>4,18</u>	<u>2,13</u>	—
	<u>2,33</u>	<u>0,08</u>	<u>0,49</u>	<u>0,63</u>	<u>0,48</u>	<u>0,96</u>	<u>1,04</u>	<u>0,53</u>	<u>0,23</u>	—
22a	<u>53,73</u>	<u>1,38</u>	<u>17,82</u>	<u>6,81</u>	<u>3,82</u>	<u>3,50</u>	<u>5,31</u>	<u>4,54</u>	<u>2,38</u>	<u>0,54</u>
	<u>4,98</u>	<u>0,73</u>	<u>1,76</u>	<u>2,30</u>	<u>1,73</u>	<u>1,81</u>	<u>3,02</u>	<u>1,48</u>	<u>2,04</u>	<u>0,44</u>
б	<u>72,50</u>	<u>0,24</u>	<u>14,09</u>	<u>1,66</u>	<u>1,49</u>	<u>0,34</u>	<u>0,59</u>	<u>3,00</u>	<u>5,96</u>	<u>0,08</u>
	<u>3,23</u>	<u>0,11</u>	<u>1,71</u>	<u>1,16</u>	<u>1,11</u>	<u>0,24</u>	<u>0,52</u>	<u>1,77</u>	<u>2,38</u>	<u>0,07</u>
23a	<u>51,08</u>	<u>1,75</u>	<u>18,35</u>	<u>2,51</u>	<u>7,63</u>	<u>5,86</u>	<u>6,33</u>	<u>4,96</u>	<u>0,96</u>	<u>0,38</u>
	б	<u>72,17</u>	<u>0,49</u>	<u>14,59</u>	<u>1,92</u>	<u>1,11</u>	<u>0,77</u>	<u>0,84</u>	<u>4,82</u>	<u>3,15</u>

## Параллельноупорядоченные органы

24a	<u>56,78</u>	<u>0,84</u>	<u>17,98</u>	<u>3,43</u>	<u>4,42</u>	<u>4,22</u>	<u>7,63</u>	<u>3,23</u>	<u>1,34</u>	—
б	<u>69,99</u>	<u>0,45</u>	<u>15,50</u>	<u>1,58</u>	<u>1,75</u>	<u>1,09</u>	<u>3,17</u>	<u>3,87</u>	<u>2,52</u>	—
25a	<u>55,94</u>	<u>0,67</u>	<u>19,20</u>	<u>5,70</u>	<u>2,33</u>	<u>3,68</u>	<u>7,99</u>	<u>2,88</u>	<u>1,29</u>	<u>0,24</u>
	<u>3,98</u>	<u>0,17</u>	<u>1,28</u>	<u>2,79</u>	<u>2,47</u>	<u>1,14</u>	<u>1,45</u>	<u>0,37</u>	<u>0,37</u>	—
б	<u>75,25</u>	<u>0,14</u>	<u>14,68</u>	<u>0,65</u>	<u>0,83</u>	<u>0,27</u>	<u>0,80</u>	<u>3,25</u>	<u>3,97</u>	<u>0,13</u>
	<u>1,91</u>	<u>0,10</u>	<u>0,92</u>	<u>0,59</u>	<u>0,13</u>	<u>0,06</u>	<u>0,35</u>	<u>0,43</u>	<u>0,22</u>	<u>0,08</u>

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
26a	60,23	0,78	17,29	3,44	3,32	2,92	6,56	3,47	1,89	—
б	73,47	0,22	14,40	1,64	0,59	0,44	1,76	3,56	3,90	—
	<u>53,63</u>	<u>1,04</u>	<u>17,84</u>	<u>3,51</u>	<u>5,44</u>	<u>5,12</u>	<u>8,24</u>	<u>3,34</u>	<u>1,66</u>	—
27a	<u>4,10</u>	<u>0,13</u>	<u>0,81</u>	<u>0,78</u>	<u>1,04</u>	<u>1,52</u>	<u>1,52</u>	<u>0,39</u>	<u>0,56</u>	—
б	<u>69,34</u>	<u>0,43</u>	<u>15,41</u>	<u>2,15</u>	<u>1,39</u>	<u>1,11</u>	<u>2,61</u>	<u>4,19</u>	<u>3,29</u>	—
	<u>3,14</u>	<u>0,14</u>	<u>0,98</u>	<u>0,99</u>	<u>0,40</u>	<u>0,67</u>	<u>1,08</u>	<u>0,20</u>	<u>0,44</u>	—
28a	<u>59,28</u>	<u>0,91</u>	<u>16,65</u>	<u>2,83</u>	<u>2,81</u>	<u>4,61</u>	<u>6,11</u>	<u>4,03</u>	<u>2,22</u>	<u>0,44</u>
б	<u>3,08</u>	<u>0,35</u>	<u>0,93</u>	<u>0,71</u>	<u>1,22</u>	<u>1,72</u>	<u>1,31</u>	<u>0,50</u>	<u>0,58</u>	<u>0,35</u>
	69,20	0,41	15,80	1,73	1,10	1,05	2,68	4,34	3,49	0,13
29a	<u>57,65</u>	<u>0,88</u>	<u>17,82</u>	<u>3,69</u>	<u>2,96</u>	<u>3,73</u>	<u>7,65</u>	<u>4,19</u>	<u>1,05</u>	<u>0,26</u>
б	<u>2,81</u>	<u>0,44</u>	<u>0,81</u>	<u>1,04</u>	<u>1,11</u>	<u>1,27</u>	<u>0,98</u>	<u>0,62</u>	<u>0,30</u>	<u>0,07</u>
	<u>66,41</u>	<u>0,40</u>	<u>16,13</u>	<u>2,84</u>	<u>1,20</u>	<u>1,53</u>	<u>5,04</u>	<u>4,34</u>	<u>1,80</u>	<u>0,21</u>
	<u>1,01</u>	<u>0,04</u>	<u>0,61</u>	<u>0,78</u>	<u>0,95</u>	<u>0,40</u>	<u>0,44</u>	<u>0,28</u>	<u>0,21</u>	<u>0,07</u>
30a	<u>61,34</u>	<u>1,01</u>	<u>17,16</u>	—	5,27	1,94	5,98	4,67	1,72	0,22
б	<u>3,36</u>	<u>0,21</u>	<u>0,65</u>	—	<u>1,16</u>	<u>0,67</u>	<u>1,23</u>	<u>0,16</u>	<u>0,40</u>	<u>0,03</u>
	<u>69,68</u>	<u>0,49</u>	<u>15,20</u>	—	<u>2,83</u>	<u>0,92</u>	<u>3,98</u>	<u>4,32</u>	<u>2,06</u>	<u>0,14</u>
	<u>2,25</u>	<u>0,14</u>	<u>0,68</u>	—	<u>0,59</u>	<u>0,41</u>	<u>0,97</u>	<u>0,28</u>	<u>0,42</u>	<u>0,06</u>
31a	<u>54,74</u>	<u>1,05</u>	<u>16,84</u>	<u>4,36</u>	<u>5,24</u>	<u>4,30</u>	<u>7,80</u>	<u>3,75</u>	<u>1,75</u>	<u>0,30</u>
б	<u>4,67</u>	<u>0,39</u>	<u>1,85</u>	<u>2,24</u>	<u>1,97</u>	<u>1,51</u>	<u>1,61</u>	<u>0,53</u>	<u>0,56</u>	—
	<u>65,36</u>	<u>0,62</u>	<u>15,41</u>	<u>2,38</u>	<u>3,02</u>	<u>1,43</u>	<u>4,04</u>	<u>4,19</u>	<u>3,42</u>	<u>0,32</u>
	<u>3,69</u>	<u>0,30</u>	<u>1,27</u>	<u>1,15</u>	<u>1,21</u>	<u>0,87</u>	<u>1,58</u>	<u>0,33</u>	<u>0,82</u>	—
32a	<u>55,77</u>	<u>0,92</u>	<u>18,58</u>	<u>5,11</u>	<u>1,33</u>	<u>2,97</u>	<u>7,67</u>	<u>4,37</u>	<u>3,02</u>	<u>0,58</u>
б	<u>2,80</u>	<u>0,28</u>	<u>2,02</u>	<u>1,07</u>	<u>1,39</u>	<u>1,10</u>	<u>1,38</u>	<u>0,87</u>	<u>0,36</u>	—
	<u>76,02</u>	—	<u>13,95</u>	<u>0,91</u>	<u>0,52</u>	<u>0,44</u>	<u>0,81</u>	<u>3,76</u>	<u>3,51</u>	—
	<u>1,83</u>	—	<u>0,85</u>	<u>0,39</u>	<u>0,48</u>	<u>0,38</u>	<u>0,58</u>	<u>0,75</u>	<u>0,93</u>	—
33a	<u>55,43</u>	<u>0,86</u>	<u>17,50</u>	<u>4,86</u>	<u>3,38</u>	<u>4,13</u>	<u>7,36</u>	<u>3,75</u>	<u>2,30</u>	<u>0,29</u>
б	<u>3,55</u>	<u>0,29</u>	<u>1,54</u>	<u>2,27</u>	<u>1,96</u>	<u>1,33</u>	<u>1,51</u>	<u>0,87</u>	<u>0,76</u>	<u>0,31</u>
	<u>69,33</u>	<u>0,43</u>	<u>15,62</u>	<u>1,95</u>	<u>1,22</u>	<u>1,01</u>	<u>2,32</u>	<u>4,17</u>	<u>3,76</u>	<u>0,12</u>
	<u>4,64</u>	<u>0,33</u>	<u>1,82</u>	<u>1,19</u>	<u>0,89</u>	<u>0,73</u>	<u>1,27</u>	<u>0,67</u>	<u>0,77</u>	<u>0,36</u>
34a	<u>59,72</u>	<u>1,03</u>	<u>16,57</u>	<u>3,94</u>	<u>2,50</u>	<u>3,30</u>	<u>5,59</u>	<u>3,97</u>	<u>2,86</u>	<u>0,41</u>
б	<u>2,79</u>	<u>0,45</u>	<u>0,86</u>	<u>1,03</u>	<u>0,98</u>	<u>1,30</u>	<u>0,84</u>	<u>0,35</u>	<u>0,52</u>	<u>0,20</u>
	<u>66,79</u>	<u>0,59</u>	<u>15,85</u>	<u>2,89</u>	<u>0,99</u>	<u>1,45</u>	<u>3,23</u>	<u>4,13</u>	<u>3,76</u>	<u>0,25</u>
	<u>3,93</u>	<u>0,25</u>	<u>1,08</u>	<u>1,10</u>	<u>0,65</u>	<u>0,71</u>	<u>1,21</u>	<u>0,32</u>	<u>0,63</u>	<u>0,12</u>
35a	57,83	0,54	17,51	2,93	3,69	4,83	7,59	3,44	1,37	0,15
б	71,59	0,22	15,37	1,45	0,92	0,87	2,30	3,79	3,34	0,08
36a	<u>53,84</u>	<u>0,86</u>	<u>19,35</u>	<u>3,61</u>	<u>4,77</u>	<u>3,92</u>	<u>9,06</u>	<u>2,84</u>	<u>1,36</u>	<u>0,24</u>
б	<u>4,07</u>	<u>0,18</u>	<u>1,59</u>	<u>1,15</u>	<u>1,41</u>	<u>1,93</u>	<u>1,92</u>	<u>0,60</u>	<u>0,69</u>	<u>0,07</u>
	<u>74,40</u>	<u>0,19</u>	<u>14,49</u>	<u>0,75</u>	<u>0,96</u>	<u>0,26</u>	<u>1,53</u>	<u>3,13</u>	<u>4,16</u>	<u>0,08</u>
	<u>2,07</u>	<u>0,12</u>	<u>0,91</u>	<u>0,60</u>	<u>0,18</u>	<u>0,16</u>	<u>1,39</u>	<u>0,89</u>	<u>0,86</u>	<u>0,07</u>
37a	<u>54,26</u>	<u>1,19</u>	<u>17,57</u>	<u>4,18</u>	<u>3,27</u>	<u>4,56</u>	<u>8,66</u>	<u>3,04</u>	<u>2,91</u>	<u>0,23</u>
б	<u>4,29</u>	<u>0,64</u>	<u>1,02</u>	<u>1,64</u>	<u>1,48</u>	<u>2,39</u>	<u>1,63</u>	<u>0,63</u>	<u>1,04</u>	<u>0,13</u>
	<u>70,26</u>	<u>0,43</u>	<u>15,36</u>	<u>1,34</u>	<u>0,79</u>	<u>0,50</u>	<u>2,93</u>	<u>3,81</u>	<u>4,34</u>	<u>0,16</u>
	<u>3,17</u>	<u>0,48</u>	<u>1,11</u>	<u>1,14</u>	<u>0,27</u>	<u>0,35</u>	<u>1,00</u>	<u>0,74</u>	<u>0,76</u>	<u>0,12</u>
38a	<u>59,26</u>	<u>0,88</u>	<u>16,90</u>	<u>3,70</u>	<u>2,59</u>	<u>4,31</u>	<u>6,28</u>	<u>4,01</u>	<u>1,71</u>	<u>0,23</u>
б	<u>3,97</u>	<u>0,28</u>	<u>1,17</u>	<u>2,39</u>	<u>2,35</u>	<u>1,61</u>	<u>1,40</u>	<u>0,46</u>	<u>0,50</u>	<u>0,13</u>
	<u>68,27</u>	<u>0,48</u>	<u>16,00</u>	<u>3,09</u>	<u>0,44</u>	<u>1,18</u>	<u>3,57</u>	<u>4,23</u>	<u>2,58</u>	<u>0,10</u>
	<u>3,09</u>	<u>0,18</u>	<u>1,09</u>	<u>1,28</u>	<u>0,71</u>	<u>0,58</u>	<u>1,17</u>	<u>0,51</u>	<u>0,76</u>	<u>0,05</u>

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
39a	52,33	1,33	17,46	4,95	5,17	4,75	9,87	2,64	1,19	0,15
	3,64	0,42	1,45	1,72	2,18	1,84	2,05	0,49	0,67	0,12
б	72,50	0,39	14,76	1,92	0,86	0,51	1,58	3,70	4,14	0,07
	3,56	0,20	1,61	0,85	1,74	0,39	0,93	0,71	1,09	0,06
40a	53,69	1,00	16,34	4,33	6,16	5,10	8,91	3,13	0,95	0,29
	3,71	0,55	1,88	1,81	2,68	2,00	1,35	0,48	0,46	0,28
б	66,14	0,25	18,10	2,11	1,81	1,29	6,47	2,82	0,76	0,20
	1,34	0,15	1,22	0,76	0,59	0,70	0,65	0,92	0,76	0,20
41a	57,79	0,92	18,17	3,63	4,51	3,21	7,75	2,17	1,68	0,17
	3,62	0,36	1,72	2,17	2,10	1,41	1,60	0,60	0,63	—
б	69,97	0,33	16,19	1,91	1,43	0,68	3,16	2,94	3,21	0,11
	2,95	0,22	1,72	1,37	1,39	0,55	1,33	1,00	1,03	—
42a	56,68	0,93	18,11	2,81	5,56	3,23	8,07	2,90	1,43	0,25
	3,31	0,26	1,09	1,21	1,54	1,09	1,70	0,39	0,65	—
б	70,88	0,37	15,12	2,68	0,96	0,68	3,05	3,34	2,77	0,20
	3,86	0,25	1,33	1,20	0,98	0,59	1,30	0,63	0,51	—
43a	57,90	1,08	17,38	3,10	3,12	3,46	6,46	3,45	3,60	0,39
	3,79	0,20	0,87	1,39	1,13	2,01	1,49	0,35	1,13	0,17
б	71,72	0,45	14,70	0,37	1,22	0,62	1,21	5,01	4,52	0,15
44a	58,24	0,85	18,65	3,16	4,30	2,05	6,83	2,27	3,33	0,17
	2,69	0,22	1,42	1,93	1,56	0,98	1,00	0,68	1,03	0,11
б	65,94	0,34	16,58	2,86	2,81	0,42	4,81	3,18	2,74	0,21
	2,28	0,09	2,48	1,71	3,19	0,08	2,12	0,43	0,40	0,10
45a	57,39	0,57	18,48	3,50	4,13	3,14	7,35	2,51	1,70	0,20
	7,93	0,27	1,74	1,48	1,36	1,42	1,14	0,39	0,43	0,14
б	74,99	0,16	14,08	1,76	0,88	0,36	1,46	2,65	3,63	—
46	58,47	0,82	19,05	3,53	4,60	3,42	7,89	2,46	1,40	0,16
	2,14	0,17	1,23	1,07	1,41	0,93	1,42	0,43	0,47	0,05
47a	57,78	0,80	18,83	3,65	2,82	3,47	7,12	3,52	1,68	0,18
	3,42	0,28	1,47	1,72	1,66	1,43	1,29	0,61	0,64	0,11
б	67,17	0,48	17,12	2,21	1,16	1,06	3,63	4,15	2,81	0,12
	2,34	0,29	1,30	1,31	0,76	0,82	0,57	0,70	0,99	0,08
48	59,09	1,04	15,64	—	7,21	3,86	6,52	2,83	3,28	0,40
	4,48	0,45	0,86	—	1,63	1,19	1,39	0,25	0,56	0,30
49a	54,22	1,15	17,92	3,89	5,11	4,82	7,73	3,34	1,33	0,33
	3,42	0,21	0,58	0,63	0,80	1,32	1,30	0,32	0,56	0,09
б	69,12	0,49	15,97	2,14	1,42	1,13	2,85	4,00	2,68	0,15
50a	58,29	0,92	17,39	4,73	3,42	3,36	6,32	3,58	1,78	0,26
	5,66	0,41	1,36	2,02	2,09	1,72	2,49	0,98	0,97	—
б	73,24	0,42	13,83	2,14	1,40	0,79	0,93	3,23	3,95	0,07
	3,35	0,37	1,84	1,29	0,75	0,59	1,14	0,82	1,38	—
51a	59,08	0,87	17,38	5,26	1,55	4,50	4,81	3,60	2,66	0,18
	3,43	0,24	1,37	2,70	2,21	1,64	1,51	0,88	1,21	0,23
б	69,20	0,49	15,82	3,77	0,46	1,14	2,32	3,77	2,92	0,08
	3,48	0,29	1,41	2,35	0,85	0,68	1,67	0,79	1,33	—
52a	59,96	1,09	14,69	3,23	4,74	4,93	4,41	2,49	3,80	0,45
	77,43	0,18	12,68	1,14	0,91	0,44	0,79	1,13	5,11	0,16

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
53a	57,68	1,38	16,50	6,03	2,93	3,25	4,61	4,29	3,33	—
	3,04	0,39	1,50	1,26	1,18	1,25	1,79	0,79	1,27	
б	73,50	0,26	13,22	2,98	0,21	0,90	0,84	1,89	6,20	—
	4,61	0,19	1,53	1,73	0,13	0,91	0,70	1,44	0,96	
54a	58,10	0,89	17,41	2,30	4,65	3,54	6,17	3,53	3,32	—
б	69,60	0,34	15,33	1,10	2,12	0,80	2,24	3,92	4,49	—
55a	54,55	1,25	18,34	5,42	4,08	3,50	5,89	4,60	1,62	0,56
	4,15	0,40	1,47	2,40	2,08	1,60	2,77	1,27	1,14	0,62
б	71,56	0,39	15,09	2,09	1,67	0,63	1,39	3,62	3,37	0,10
	3,15	0,22	1,27	1,07	0,86	0,52	1,08	1,68	1,33	0,07
56a	58,50	1,04	16,64	4,10	2,43	4,43	5,46	4,37	2,58	0,34
	4,84	0,35	0,50	1,56	0,66	1,66	2,14	0,82	0,51	0,11
б	74,44	0,24	14,13	1,12	0,60	0,54	0,94	3,57	4,30	0,09
	4,52	0,25	1,79	1,08	0,51	0,50	1,36	0,89	1,22	0,11
57a	54,50	0,92	18,16	6,54	3,35	4,77	6,27	3,71	1,43	0,21
	3,85	0,62	1,60	2,72	1,83	2,85	2,84	1,55	1,43	0,16
б	69,69	0,34	14,49	3,26	2,09	0,59	1,82	4,22	3,30	0,16
	4,49	0,22	1,72	2,50	1,58	0,46	1,00	1,32	1,57	0,17
58	61,29	0,62	14,13	2,23	6,08	5,71	5,07	3,52	1,06	0,15
	4,93	0,41	2,35	1,52	2,28	2,57	2,25	1,44	0,74	0,11
59a	59,26	0,70	15,75	—	6,82	5,01	6,20	2,45	2,73	0,20
	3,53	0,09	0,70	—	1,40	9,10	1,49	0,70	0,95	0,05
б	71,81	0,40	14,26	—	2,34	0,96	2,01	3,22	4,61	0,08
	3,83	0,13	1,11	—	1,08	0,74	1,35	0,54	1,14	0,05
60a	56,65	0,95	14,00	2,21	8,28	6,14	6,59	3,88	1,12	—
б	77,21	0,36	11,98	1,41	0,52	0,36	0,61	1,12	6,40	—
в	78,35	0,25	11,79	—	1,12	0,22	0,21	0,64	7,28	—
г	73,26	0,72	12,66	1,98	2,30	0,82	1,96	2,77	3,37	—

## Внутренние и окраинные моря

61a	51,63	1,05	16,09	3,58	7,59	5,86	11,69	1,73	0,42	0,17
	2,43	0,34	2,53	1,92	1,97	2,15	1,73	0,40	0,11	0,17
б	67,99	1,25	14,12	1,62	3,98	1,44	4,52	4,06	0,61	0,21
	55,02	0,81	17,27	3,41	5,55	4,37	9,18	2,92	1,08	0,21
62a	4,84	0,15	1,45	1,34	1,79	1,61	2,63	0,89	0,97	0,21
	70,95	0,45	13,97	1,52	2,37	0,93	2,73	4,11	2,79	0,10
б	5,00	0,21	1,03	0,94	1,66	0,76	1,66	0,40	0,94	0,09
	55,73	0,68	18,03	—	7,80	4,51	8,91	2,72	1,43	0,10
63a	4,25	0,13	1,47	—	1,65	1,65	2,09	0,67	0,70	—
	65,74	0,71	15,45	—	5,45	1,54	4,23	3,68	2,91	0,16
б	1,60	0,14	1,19	—	1,35	0,33	1,04	0,29	0,44	0,05
	51,29	0,90	20,04	3,44	5,12	6,02	9,75	2,34	1,26	0,20
64a	2,50	0,21	1,39	—	—	1,33	1,15	0,42	0,36	0,02
	66,06	0,36	16,27	2,81	1,61	1,71	4,22	5,97	2,71	0,17
65a	53,74	0,77	18,53	2,64	6,40	4,92	9,85	2,50	0,41	0,12
	4,27	0,15	2,02	0,78	1,27	1,41	2,05	0,55	0,23	—
б	68,66	0,51	13,91	1,54	4,92	0,89	3,94	4,22	1,11	0,16
	4,03	0,34	0,29	0,92	2,56	0,60	0,88	0,33	0,34	0,05

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
66a	55,72	1,82	15,55	—	8,49	3,78	7,20	5,34	0,68	0,30
	4,42	0,48	0,74	—	1,52	1,63	2,44	0,87	0,34	0,06
б	68,76	0,56	14,73	—	4,38	0,58	2,35	6,58	1,31	0,10
	53,92	0,77	15,91	6,75	3,93	5,13	10,94	1,93	0,43	0,08
67a	1,87	0,45	1,84	1,94	2,35	1,19	1,07	0,33	0,13	0,04
	64,76	0,59	14,17	6,26	2,03	1,70	6,07	2,96	1,08	0,19
б	1,85	0,06	0,40	0,63	0,73	0,40	0,64	0,16	0,14	0,03
	68a	56,51	0,93	17,54	3,79	4,97	3,95	8,42	2,83	0,91
б	68,37	0,71	15,10	2,20	2,57	1,47	4,48	3,81	1,13	—
	69	56,75	0,71	18,22	3,84	4,38	3,77	8,42	1,72	1,53
70a	56,44	0,89	17,70	3,22	4,96	3,64	8,09	3,53	1,37	—
	б	70,50	0,43	14,66	1,30	2,44	0,59	2,51	4,38	3,06
71a	56,90	0,75	17,96	3,55	2,77	4,41	8,49	3,46	1,49	0,23
	1,48	0,22	0,94	1,03	0,97	1,06	1,29	0,56	0,49	—
б	70,22	0,39	14,48	1,77	1,50	1,10	3,00	4,28	3,16	0,12
	3,88	0,17	1,30	1,01	0,70	0,63	1,20	0,37	0,77	—
72a	53,87	0,89	16,33	4,22	3,93	4,57	8,58	3,40	3,85	0,56
	4,06	0,26	1,13	1,53	1,42	1,69	2,52	0,84	1,30	0,41
б	70,31	0,18	14,43	1,38	1,84	0,88	1,77	4,22	5,18	0,21
	2,92	0,13	1,14	—	—	0,46	0,99	0,31	0,56	—
73a	55,03	0,65	17,25	5,33	4,00	4,66	7,95	3,33	1,50	0,13
	3,57	0,27	1,73	1,89	1,88	1,55	2,40	0,61	0,64	0,09
б	67,73	1,30	15,93	2,02	2,08	1,37	2,78	3,14	3,44	0,12
	4,4	2,8	1,4	1,09	1,05	0,54	2,01	1,28	0,88	0,05
74a	49,34	1,19	16,57	2,41	6,81	8,67	12,29	2,27	0,21	0,09
	1,09	0,44	0,96	1,31	1,05	1,91	1,22	0,51	0,16	0,05
б	64,73	0,54	14,90	3,16	2,61	3,50	5,28	4,13	1,01	0,05
	75a	52,62	0,71	17,20	2,07	7,99	5,47	9,37	3,52	0,45
б	2,74	0,14	1,38	1,53	1,48	1,12	1,41	0,76	0,26	0,08
	68,70	0,33	13,70	1,37	3,36	1,57	3,42	6,44	1,03	0,09
76a	2,62	0,11	1,36	0,85	1,60	0,54	1,05	1,05	0,46	0,03
	53,02	1,00	16,22	3,34	9,16	4,37	9,91	2,23	0,40	0,14
б	3,04	0,40	1,70	1,04	1,59	0,93	1,54	0,49	0,15	0,08
	73,89	0,31	13,78	1,03	1,67	1,64	2,45	4,23	1,79	0,10
77a	4,27	0,25	0,81	0,63	1,63	0,57	1,88	0,33	1,06	0,04
	56,72	0,75	17,60	4,19	3,57	3,26	7,69	3,94	1,78	0,33
б	2,45	0,16	0,58	0,84	1,30	0,63	0,82	0,33	0,51	0,04
	65,48	0,51	16,59	3,22	0,99	1,49	4,78	4,63	2,06	0,20
78a	57,91	0,78	17,46	3,21	4,00	3,64	7,67	3,55	1,54	0,17
	4,63	0,31	1,45	1,49	1,67	1,64	2,31	0,68	0,59	0,12
б	69,97	0,48	14,92	1,40	1,90	0,92	2,93	4,32	2,99	0,13
	4,14	0,32	1,50	0,90	1,29	0,51	1,18	0,70	0,93	0,08
79a	58,83	0,62	17,31	3,27	2,57	2,97	6,42	3,96	3,76	0,31
	4,06	0,41	1,33	1,36	1,54	1,91	1,84	0,74	1,19	—
б	72,37	0,23	13,99	1,52	1,19	0,64	1,58	3,88	4,42	0,37
	5,71	0,27	2,50	1,31	0,42	0,43	1,32	0,43	1,28	—
80a	55,13	0,91	17,78	—	7,85	4,32	8,69	3,03	0,99	0,23
	4,31	0,35	1,40	—	1,40	2,25	1,69	0,60	0,30	0,09

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
б	65,33	0,93	15,35	—	5,74	1,24	4,66	3,90	1,81	0,27
81a	<u>55,46</u>	<u>0,78</u>	<u>18,47</u>	<u>3,35</u>	<u>5,35</u>	<u>4,08</u>	<u>8,42</u>	<u>2,97</u>	<u>0,83</u>	<u>0,13</u>
	<u>3,41</u>	<u>0,13</u>	<u>1,19</u>	<u>0,84</u>	<u>0,98</u>	<u>1,49</u>	<u>1,42</u>	<u>0,52</u>	<u>0,26</u>	<u>0,05</u>
б	68,35	0,42	15,76	2,37	2,46	1,39	3,70	3,79	1,60	0,13
82a	<u>5,28</u>	<u>0,30</u>	<u>0,72</u>	<u>1,72</u>	<u>0,85</u>	<u>0,75</u>	<u>2,11</u>	<u>0,58</u>	<u>0,29</u>	—
	57,16	0,79	18,33	2,05	5,69	3,01	8,88	3,28	0,54	0,10
б	56,01	0,75	19,07	3,75	4,26	3,34	8,48	3,52	0,56	0,09
83a	<u>5,46</u>	<u>0,20</u>	<u>1,80</u>	<u>1,19</u>	<u>1,43</u>	<u>1,48</u>	<u>2,51</u>	<u>0,70</u>	<u>0,18</u>	<u>0,04</u>
	65,73	0,46	16,20	1,44	4,00	1,39	6,11	3,66	0,76	0,10
б	59,02	0,66	18,04	1,94	5,43	2,55	7,99	3,01	1,06	0,12
84a	<u>65,92</u>	<u>0,40</u>	<u>16,50</u>	<u>1,39</u>	<u>3,85</u>	<u>1,23</u>	<u>5,71</u>	<u>3,32</u>	<u>1,44</u>	<u>0,10</u>
	<u>59,93</u>	<u>0,44</u>	<u>18,57</u>	<u>2,91</u>	<u>3,73</u>	<u>3,18</u>	<u>6,75</u>	<u>3,18</u>	<u>1,10</u>	<u>0,14</u>
б	2,97	0,16	1,10	1,22	1,21	1,98	1,15	0,38	0,31	0,06
85a	<u>66,08</u>	<u>0,33</u>	<u>16,22</u>	<u>3,03</u>	<u>2,17</u>	<u>1,74</u>	<u>5,28</u>	<u>3,17</u>	<u>1,74</u>	<u>0,13</u>
	<u>2,08</u>	<u>0,19</u>	<u>0,71</u>	<u>1,25</u>	<u>0,57</u>	<u>0,35</u>	<u>0,85</u>	<u>0,50</u>	<u>0,68</u>	<u>0,07</u>
б	50,15	2,11	14,04	—	12,98	6,95	10,55	2,68	0,38	0,14
86a	<u>0,25</u>	<u>0,12</u>	<u>0,32</u>	—	<u>0,21</u>	<u>0,49</u>	<u>0,18</u>	<u>0,10</u>	<u>0,04</u>	<u>0,02</u>
	52,80	2,43	14,90	—	10,97	4,71	10,63	2,87	0,29	0,17
б	53,05	0,73	18,48	5,33	5,01	4,29	9,03	2,86	0,95	0,14
87a	<u>3,20</u>	<u>0,33</u>	<u>1,62</u>	<u>1,60</u>	<u>1,23</u>	<u>1,46</u>	<u>1,89</u>	<u>0,72</u>	<u>0,61</u>	—
	67,78	0,49	14,79	3,02	2,52	1,43	3,88	3,46	2,21	0,07
б	1,94	0,26	2,35	1,40	0,90	0,68	1,18	0,47	0,85	—
88a	<u>55,51</u>	<u>0,60</u>	<u>18,60</u>	<u>3,71</u>	<u>4,73</u>	<u>3,96</u>	<u>8,74</u>	<u>3,07</u>	<u>0,84</u>	<u>0,15</u>
	<u>4,32</u>	<u>0,27</u>	<u>2,50</u>	<u>1,01</u>	<u>1,25</u>	<u>1,06</u>	<u>2,31</u>	<u>0,82</u>	<u>0,46</u>	—
б	70,25	0,32	14,16	2,72	1,39	1,09	3,68	3,86	2,30	0,16
89a	<u>3,27</u>	<u>0,16</u>	<u>1,46</u>	<u>1,28</u>	<u>1,16</u>	<u>0,69</u>	<u>0,82</u>	<u>0,42</u>	<u>0,54</u>	—
	56,00	0,68	17,64	4,73	4,43	4,16	8,13	3,02	0,83	0,14
б	4,44	0,29	1,82	1,83	1,82	1,64	2,23	0,71	0,68	—
90a	<u>71,88</u>	<u>0,43</u>	<u>13,83</u>	<u>1,94</u>	<u>1,66</u>	<u>1,09</u>	<u>3,47</u>	<u>4,02</u>	<u>1,56</u>	<u>0,10</u>
	<u>3,45</u>	<u>0,22</u>	<u>1,65</u>	<u>0,92</u>	<u>0,91</u>	<u>0,79</u>	<u>1,18</u>	<u>0,90</u>	<u>0,74</u>	<u>0,15</u>
б	52,41	1,12	17,27	5,22	4,63	4,71	9,11	3,94	1,18	0,25
91a	<u>3,71</u>	<u>0,37</u>	<u>1,61</u>	<u>1,84</u>	<u>2,35</u>	<u>1,31</u>	<u>2,30</u>	<u>1,09</u>	<u>0,68</u>	<u>0,26</u>
	71,12	0,49	14,45	1,97	0,97	1,14	2,21	5,37	2,04	0,16
б	5,75	0,20	2,02	1,52	0,49	1,07	2,38	1,25	1,18	0,12
92	<u>54,29</u>	<u>0,62</u>	<u>17,92</u>	<u>4,59</u>	<u>5,08</u>	<u>4,60</u>	<u>8,54</u>	<u>3,16</u>	<u>0,95</u>	<u>0,15</u>
	<u>3,87</u>	<u>0,39</u>	<u>2,35</u>	<u>2,23</u>	<u>1,87</u>	<u>2,12</u>	<u>2,16</u>	<u>1,09</u>	<u>0,37</u>	—
б	67,09	0,16	15,84	4,69	1,29	1,02	3,13	5,49	1,22	0,07
93a	<u>1,69</u>	<u>0,15</u>	<u>0,22</u>	<u>1,50</u>	<u>0,77</u>	<u>0,39</u>	<u>0,49</u>	<u>0,50</u>	<u>0,26</u>	—
	57,18	0,65	16,50	3,37	4,64	5,20	8,45	2,85	0,88	0,15
б	4,39	0,25	1,78	1,44	1,68	2,89	1,61	0,76	0,51	0,11
94	<u>76,40</u>	<u>0,23</u>	<u>11,92</u>	<u>1,59</u>	<u>1,02</u>	<u>0,97</u>	<u>2,87</u>	<u>3,41</u>	<u>1,45</u>	<u>0,10</u>
	<u>5,59</u>	<u>0,09</u>	<u>1,51</u>	<u>1,31</u>	<u>0,54</u>	<u>1,02</u>	<u>2,26</u>	<u>0,53</u>	<u>0,57</u>	<u>0,05</u>
95	<u>76,97</u>	<u>0,17</u>	<u>12,45</u>	<u>1,56</u>	<u>0,49</u>	<u>0,45</u>	<u>0,48</u>	<u>3,19</u>	<u>4,22</u>	<u>0,01</u>
	<u>1,48</u>	<u>0,01</u>	<u>0,99</u>	<u>0,38</u>	<u>0,18</u>	<u>0,16</u>	<u>0,08</u>	<u>0,14</u>	<u>0,37</u>	—

## Океаны

93a	<u>50,77</u>	<u>2,04</u>	<u>14,03</u>	—	<u>12,49</u>	<u>6,22</u>	<u>11,08</u>	<u>2,69</u>	<u>0,26</u>	<u>0,21</u>
	<u>0,86</u>	<u>0,19</u>	<u>1,43</u>	—	<u>1,97</u>	<u>0,56</u>	<u>0,61</u>	<u>0,17</u>	<u>0,24</u>	<u>0,04</u>

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
б	50,73	3,00	12,33	—	16,37	4,89	9,69	2,57	0,17	0,26
	0,82	0,60	0,70	—	1,57	0,71	0,48	0,13	0,04	0,06
в	71,94	0,61	12,73	—	5,38	0,39	2,94	4,43	1,51	0,07
	0,60	0,07	0,27	—	0,54	0,11	0,21	0,15	0,16	0,01
94а	49,33	1,50	15,25	2,90	8,76	7,30	12,14	2,29	0,25	0,11
	1,45	0,60	1,37	1,34	2,00	1,51	1,50	0,34	0,16	0,08
б	70,87	0,71	12,80	1,51	3,50	0,81	3,22	4,06	2,27	0,14
	4,28	0,28	1,31	0,67	1,62	0,49	1,24	0,37	0,49	0,08
95а	48,89	2,01	14,41	2,40	8,05	9,50	10,62	2,58	1,00	0,35
	4,02	0,85	1,27	0,78	1,56	3,58	1,95	0,87	0,79	0,41
б	67,84	0,51	14,12	2,41	3,02	0,38	2,23	5,39	3,81	0,11
	4,99	0,26	1,70	1,45	2,00	0,35	1,18	0,50	1,17	0,11
96а	51,12	2,99	15,43	6,27	7,33	3,75	7,55	3,72	1,04	0,59
	4,84	1,18	1,32	3,51	2,86	1,49	2,00	0,78	0,51	0,29
б	72,65	0,24	13,41	1,45	2,08	0,06	0,76	5,45	3,77	—
	2,09	0,07	1,20	1,20	0,86	0,06	0,34	0,52	0,45	—
97а	51,42	2,93	14,22	2,77	10,17	4,93	7,92	3,81	1,13	0,60
	3,97	0,95	1,87	1,69	1,72	1,32	2,07	0,79	0,50	—
б	71,75	0,30	13,37	1,38	2,03	0,50	1,22	5,25	4,07	0,07
	1,67	0,11	1,21	0,83	0,82	0,44	0,35	0,38	0,61	—
98а	52,19	2,33	17,44	3,92	5,89	3,67	7,17	4,41	2,29	0,54
	3,87	1,06	2,65	1,55	2,51	2,10	2,06	1,05	1,20	0,14
б	68,84	0,30	14,72	3,22	1,10	0,21	0,88	6,22	4,40	0,10
	2,92	0,25	1,30	0,90	0,79	0,18	0,32	0,43	1,00	—
99а	51,63	2,12	15,76	3,12	7,56	5,55	9,89	3,02	0,89	0,31
	2,83	0,95	1,68	2,76	1,98	1,46	1,39	0,43	0,45	0,21
б	70,29	0,32	13,28	1,59	3,12	0,10	0,70	5,60	4,88	0,03
	1,10	0,02	0,97	0,80	0,65	0,08	0,16	0,36	0,07	0,01
100а	50,22	2,45	14,67	4,76	8,03	5,41	10,32	2,86	0,64	0,41
	3,78	0,76	2,48	1,56	2,17	1,68	2,34	0,65	0,46	0,30
б	48,28	2,53	14,66	5,24	7,94	6,29	11,44	2,63	0,45	0,32
	1,30	0,70	1,87	1,81	1,79	1,21	1,47	0,51	0,23	0,24
в	51,99	2,38	14,68	4,32	8,12	4,61	9,31	3,07	0,81	0,50
	4,42	0,81	2,97	1,18	2,50	1,67	2,55	0,70	0,55	0,34
г	72,68	0,37	13,21	2,07	1,71	0,30	1,94	4,56	2,97	0,08
	4,21	0,22	1,35	1,67	1,06	0,29	1,25	0,71	0,83	0,08
101а	48,37	2,76	17,36	2,08	9,04	4,13	9,74	3,50	2,79	0,55
	1,61	0,90	1,87	0,94	2,29	2,07	2,91	0,81	1,15	0,32
б	70,38	1,03	14,43	1,08	2,97	0,81	1,42	7,59	0,10	0,15
	52,53	1,55	15,89	3,33	7,38	7,57	7,16	4,00	0,34	0,19
102а	1,97	0,40	0,57	1,13	1,82	1,95	1,30	0,91	0,27	—
	73,38	0,88	14,33	2,44	1,16	0,76	2,23	4,47	0,30	—
Геосинклинальные области										
103а	58,38	0,98	17,05	3,34	3,78	2,94	6,29	4,52	2,39	0,22
	3,93	0,39	1,63	1,47	1,45	2,00	2,37	0,74	0,82	0,13
б	68,21	0,50	15,71	1,81	1,85	0,97	2,70	4,77	3,28	0,16
	3,92	0,25	1,73	0,94	0,63	0,56	1,38	0,48	0,97	0,10

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
104a	55,22	0,71	19,66	3,60	4,68	3,33	9,74	2,20	0,58	0,13
	2,89	0,10	1,90	1,05	1,23	0,90	1,61	0,54	0,27	0,05
б	68,83	0,46	16,02	2,65	1,64	1,21	4,21	3,49	1,23	0,15
	2,31	0,09	1,36	1,00	0,72	0,56	0,75	0,24	0,18	0,04
105a	53,99	0,87	17,41	4,94	3,90	4,75	8,58	3,49	1,60	0,29
	4,05	0,37	2,07	1,85	1,66	2,25	1,86	0,95	1,28	0,17
б	72,05	0,44	13,87	2,30	1,05	0,87	3,39	4,89	0,93	0,13
	4,75	0,14	1,82	1,34	1,04	0,50	1,36	0,54	0,51	0,09
106a	50,32	0,96	18,17	5,77	4,70	5,68	9,46	3,81	0,78	0,14
	4,57	0,26	1,89	1,93	1,04	0,85	2,48	1,20	0,38	0,05
б	74,14	0,38	12,88	1,86	1,21	1,08	2,22	4,84	1,25	0,09
	3,87	0,15	1,61	0,85	0,55	0,59	1,39	1,70	0,96	0,06
107a	54,28	0,77	18,29	5,52	4,17	4,71	8,65	3,03	0,28	0,09
	4,60	0,24	2,20	1,22	1,35	1,24	2,38	1,32	0,16	0,03
б	67,16	0,47	16,20	1,11	3,52	2,29	3,30	5,49	0,31	0,06
108a	51,66	1,13	17,81	4,54	6,05	5,08	8,65	3,30	1,28	0,33
	1,74	0,62	1,57	1,76	1,81	0,91	1,63	1,17	1,29	0,36
б	69,10	0,67	13,24	1,43	5,23	0,56	4,50	3,52	1,47	0,30
109a	52,02	0,67	16,41	4,97	5,18	5,47	8,61	3,22	3,14	0,38
	3,26	0,34	2,34	1,60	1,19	1,79	2,33	1,20	1,65	—
б	70,16	0,20	15,88	0,78	2,26	1,01	2,35	4,46	2,85	—
	2,07	0,17	1,00	0,53	0,85	0,22	1,19	0,56	1,26	—
110a	53,34	0,83	17,55	4,76	5,13	5,22	8,48	3,26	1,17	0,30
	6,47	0,21	2,29	1,81	2,27	3,22	2,78	1,02	0,69	—
б	72,16	0,28	14,80	1,99	0,94	1,04	2,03	3,95	2,67	0,18
	2,99	0,16	1,60	1,06	0,75	0,51	1,20	1,01	1,56	—
111a	57,29	1,14	16,67	6,89	3,68	4,40	3,90	5,14	0,75	—
	3,40	0,12	1,87	1,57	1,42	1,09	2,01	1,44	0,53	—
б	70,95	0,31	15,45	1,60	2,99	1,23	0,24	6,85	0,33	—
112a	62,97	0,69	17,24	1,16	4,07	2,56	4,96	4,47	1,65	0,19
	1,80	0,16	1,18	0,83	1,04	0,99	2,02	1,09	0,79	—
б	68,34	0,58	16,12	1,50	2,40	1,51	3,35	3,69	2,33	0,14
	1,88	0,13	1,21	1,03	0,76	0,56	0,89	0,93	0,70	—
113a	58,19	0,85	17,27	4,97	4,43	3,60	5,81	3,80	0,93	0,04
	4,42	0,38	1,79	2,47	2,06	1,41	2,56	1,19	0,83	—
б	73,15	0,34	13,69	2,52	1,78	1,34	2,07	3,81	1,24	—
	3,71	0,19	1,82	1,39	1,20	0,88	1,12	1,21	0,80	—
114a	49,58	1,54	14,81	4,79	6,68	8,52	9,26	2,94	1,43	0,23
	1,75	0,45	1,89	1,13	1,46	2,15	3,08	1,03	1,40	0,16
б	68,76	0,31	15,47	2,66	1,74	2,36	3,59	4,71	0,14	0,15
115a	54,02	1,69	16,69	4,67	5,01	5,81	6,01	4,22	1,35	0,33
	4,41	0,54	1,99	3,00	1,56	2,21	2,76	0,85	0,73	0,25
б	72,86	0,10	10,17	5,49	0,13	1,03	1,71	2,31	6,01	0,04
116a	51,40	1,56	17,47	4,81	5,03	5,96	7,85	4,21	1,15	0,39
	3,31	0,30	0,41	0,79	0,87	1,37	1,43	0,38	0,53	0,04
б	71,17	0,46	13,78	2,82	1,54	0,55	0,79	5,75	2,86	0,16
	2,51	0,11	1,36	0,52	0,38	0,21	0,20	0,53	0,40	0,04

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
117a	61,86	0,81	16,51	1,98	4,40	2,89	5,20	2,96	2,98	0,19
	1,23	0,30	0,64	1,27	1,16	7,51	0,60	0,38	0,43	0,03
б	75,34	0,19	14,31	1,30	0,81	0,95	0,58	5,89	0,69	0,06
118a	55,05	0,89	16,52	4,17	6,41	4,68	7,01	4,08	0,96	0,26
	4,11	0,32	1,39	1,63	1,80	2,47	2,87	1,76	0,76	—
б	71,84	0,38	12,64	2,58	3,30	1,57	2,27	4,07	1,24	0,08
	4,82	0,29	1,56	1,45	1,83	0,82	1,53	1,35	1,00	—
119a	53,93	1,78	17,03	5,38	4,62	4,07	6,79	3,74	1,84	0,67
	3,50	0,60	1,35	2,43	1,60	1,46	1,82	0,86	0,89	0,31
б	70,40	0,58	15,80	1,61	1,53	0,85	1,72	3,45	3,84	0,15
	3,97	0,34	1,37	1,15	0,72	0,51	1,24	0,67	1,21	0,08
120a	53,33	0,82	16,52	4,08	6,01	5,99	8,78	2,94	1,25	0,14
	4,34	0,35	1,84	2,16	2,60	2,38	2,18	1,16	1,02	0,08
б	72,91	0,40	13,57	1,16	2,40	0,90	1,22	5,93	1,35	0,11
	3,83	0,18	2,38	0,57	1,43	0,53	1,03	0,96	1,61	0,07
121	47,06	2,93	16,56	14,40	—	6,54	7,32	4,21	0,74	—
	2,56	0,58	1,69	1,76	—	2,01	3,34	1,29	0,53	—
122a	57,38	0,77	16,87	2,95	5,72	5,06	6,86	3,32	0,82	0,11
	4,97	0,31	1,59	1,13	1,57	1,87	2,46	1,22	0,76	0,08
б	73,16	0,37	13,60	1,53	2,29	1,32	1,87	4,44	1,53	0,10
	3,27	0,16	1,48	0,88	0,93	0,82	1,31	1,22	1,19	0,09
123a	54,72	0,86	16,65	4,23	6,64	5,41	6,98	3,53	0,67	0,14
	4,38	0,35	1,57	1,49	1,63	1,90	2,57	1,19	0,67	0,17
б	72,98	0,40	12,88	1,68	3,06	1,17	1,65	5,02	0,97	0,09
	3,32	0,18	1,31	0,89	1,76	0,63	0,95	0,90	0,74	0,08
124a	59,08	0,63	15,67	4,92	4,01	3,75	5,83	5,01	0,80	0,18
б	73,91	0,33	12,75	1,97	2,31	1,11	1,39	4,89	1,19	0,09
125a	53,97	0,62	15,89	3,14	6,26	7,08	9,30	2,59	0,94	0,16
	4,21	0,26	1,90	1,35	1,53	2,49	2,43	1,00	0,71	—
б	69,80	0,37	14,27	1,89	3,27	1,66	2,57	4,53	1,45	0,24
	3,15	0,18	1,30	0,99	1,57	0,63	1,01	1,21	0,69	—
126a	59,18	0,75	16,91	2,90	4,92	4,15	6,20	3,60	1,07	0,19
б	67,56	0,84	15,05	3,80	2,38	1,29	1,63	4,96	2,17	0,20
127a	54,45	1,21	19,73	3,21	4,57	2,83	6,35	4,32	2,63	0,50
б	68,52	0,55	15,95	1,42	2,59	1,48	2,86	3,67	2,96	0,11
128a	48,95	1,90	15,48	3,13	8,09	7,92	10,07	3,75	0,23	0,26
	4,28	0,48	1,47	1,01	3,52	3,32	2,86	1,67	0,28	0,07
б	73,73	0,20	14,61	1,06	0,82	0,58	2,29	5,27	1,32	0,07
129a	50,87	1,88	15,88	3,79	8,06	6,57	8,69	3,20	0,62	0,27
	4,89	0,86	1,80	1,50	2,17	2,16	2,52	0,93	0,56	—
б	73,71	0,35	12,70	2,09	1,27	0,30	0,51	3,18	5,81	0,04
	2,73	0,12	1,59	1,07	0,72	0,26	0,30	1,59	2,26	0,03
130	47,40	2,77	15,35	6,31	6,90	7,56	8,62	3,56	1,30	0,45
	3,31	0,90	2,55	3,12	2,55	2,51	3,17	1,38	0,89	—
131a	51,33	2,29	17,03	4,44	6,67	5,11	7,03	4,18	1,48	0,27
	4,15	0,82	2,11	2,48	2,40	2,47	2,49	1,36	1,12	0,42
б	70,60	0,37	13,49	3,07	2,66	0,19	0,81	4,26	4,45	0,05
	3,34	0,22	1,77	1,97	1,09	0,31	1,05	2,64	2,64	—

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
132a	60,07	0,96	16,33	3,81	2,64	3,63	5,64	3,92	2,59	0,31
б	66,66	0,77	15,86	2,83	1,34	1,30	2,46	4,81	3,63	0,26
133a	50,96	2,29	15,94	4,64	7,68	5,22	7,25	4,04	1,62	0,51
	4,42	0,74	1,58	2,25	2,74	2,26	2,73	1,35	1,19	—
б	74,81	0,25	13,85	1,88	1,38	0,47	1,08	1,64	4,50	0,12
	4,11	0,23	1,61	1,09	1,23	0,54	1,23	1,77	1,74	—
134a	50,28	1,66	13,80	3,96	10,70	7,05	8,88	3,01	0,35	0,19
	1,69	0,41	0,78	1,40	1,79	1,53	2,33	0,93	0,23	—
б	73,24	0,57	13,23	3,00	1,82	1,06	1,00	2,15	3,85	0,13
	3,08	0,09	1,99	1,78	0,95	0,44	0,89	1,27	1,30	—
135a	54,71	1,09	16,85	3,39	6,89	5,15	6,24	4,27	1,09	0,16
	5,43	0,72	2,17	1,83	2,24	2,15	2,51	1,39	1,03	—
б	74,69	0,32	12,85	1,64	2,47	0,85	1,24	4,87	0,92	0,07
	3,61	0,17	1,65	1,20	1,40	0,67	1,14	1,64	0,82	0,09
136a	52,88	1,20	15,95	4,83	5,74	5,55	8,54	4,47	0,52	0,18
	2,89	0,45	1,54	2,47	2,54	1,54	2,67	0,95	0,48	0,10
б	74,11	0,35	12,28	2,74	1,92	0,82	1,73	4,80	1,09	0,11
	2,21	0,13	1,25	0,88	0,78	0,32	0,82	1,02	1,44	0,07
137a	49,98	1,94	14,87	7,13	7,01	7,06	8,41	2,70	0,69	—
б	72,60	0,61	13,99	2,85	1,28	1,01	1,94	1,39	4,31	—
138a	48,79	1,19	16,24	3,92	8,40	8,13	9,79	2,69	0,53	0,14
	1,75	0,44	1,55	2,56	1,44	2,50	1,75	0,91	0,04	0,03
б	75,49	0,27	12,54	1,49	1,09	0,63	0,59	1,37	6,44	0,05
	2,54	0,13	0,88	0,59	0,61	0,15	0,52	1,01	1,47	0,04
139a	53,37	1,06	15,12	5,82	4,63	5,99	7,68	2,82	3,00	0,37
	2,74	0,49	1,78	1,55	2,58	1,97	1,56	0,56	1,48	0,14
б	72,62	0,46	12,93	2,18	1,41	0,38	0,98	3,96	4,98	0,08
	3,60	0,28	0,97	0,48	0,61	0,31	0,59	0,38	0,54	0,09
140a	52,10	0,87	15,77	2,16	8,83	6,61	9,48	3,46	0,41	0,13
	2,56	0,52	1,40	2,05	2,37	1,68	2,00	0,77	0,33	0,05
б	77,08	0,19	11,66	0,94	2,10	0,57	2,07	4,21	1,09	0,05
	1,13	0,11	0,49	0,53	0,91	0,36	1,11	0,72	0,62	0,03
141a	63,25	0,70	16,47	1,81	3,73	3,66	4,70	4,05	1,55	—
б	69,17	0,56	16,06	1,28	2,36	1,86	3,05	3,76	1,84	—
142a	54,77	0,99	15,79	2,74	7,26	5,71	8,15	3,55	0,76	0,16
	6,17	0,40	1,20	1,10	2,47	2,39	3,65	1,08	0,55	0,10
б	68,38	0,53	15,68	0,97	3,66	1,49	4,08	3,32	1,69	0,11
	3,70	0,23	1,45	0,73	1,49	0,83	1,60	1,51	0,74	0,05
143a	53,91	1,07	14,99	2,54	9,45	5,32	8,90	3,26	0,38	—
б	69,73	0,50	15,89	1,20	2,84	0,82	2,96	3,71	2,14	—
144a	53,26	1,82	14,08	3,57	11,24	4,56	7,79	3,02	0,33	0,34
б	74,81	0,52	11,47	1,33	3,98	1,00	1,78	3,58	1,46	0,06
145a	54,55	1,31	16,47	—	—	5,19	7,82	3,50	0,57	0,14
б	73,86	0,43	13,27	—	—	1,20	1,72	3,91	1,42	—
146a	60,48	0,91	16,03	0,74	7,08	4,56	5,69	3,45	0,90	—
	3,54	0,22	1,32	0,60	1,92	1,51	2,29	1,42	0,68	—
б	74,67	0,21	15,12	0,44	1,05	0,60	0,90	4,91	2,08	—
	2,26	0,13	1,56	0,27	0,98	0,46	0,65	1,38	1,08	—

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
147а	61,69	0,79	15,11	1,99	5,31	3,66	5,70	3,60	1,81	0,23
	2,63	0,13	0,64	0,53	0,74	1,03	1,24	0,67	0,86	0,06
б	75,08	0,28	13,10	0,93	1,51	0,35	0,61	4,05	3,94	0,05
	2,81	0,16	1,01	0,63	1,00	0,31	0,76	0,65	0,85	0,06

1. Юрско-меловая ассоциация бассейна Параны [Cordani, Vandoros, 1967]. а. Базальтоидная группа (41 ан.). б. Кислая группа (5 ан.).
2. Юрская ассоциация района Раджмахал (границы Раджмахал, Индия; [Deshmukh, 1964; Ghose, 1972; Mukherjee, 1972]. а. Базальтоидная группа (42 ан.; стандартные отклонения по 15 ан.). б. Кислая группа (4 ан.).
3. Позднедевонская ассоциация Воронежской антеклизы [Гладких, 1971; Быков, 1976; Быков, Канцеров, 1977]. Базальтоидная группа (172 ан.; стандартные отклонения по 22 ан.).
4. Венд-кембрийская ассоциация тэсарской свиты, Предверхоанский прогиб, восток Сибирской платформы [Протерозой..., 1979]. а. Базальтоидная группа (5 ан.). б. Кислая группа (3 ан.).
5. Вендская ассоциация Подляско-Брестской впадины [Махнач, Веретенников, 1970; Juskowiakowa, 1971; Зиновенко, 1976]. а. Базальтоидная группа (66 ан.). б. Польша (47 ан.). в. Юго-Западная Белоруссия (19 ан.). г. Кислая группа, Юго-Западная Белоруссия (12 ан.).
6. Четвертичная ассоциация района Медисин-Лейк, Калифорния, США [Anderson, 1941; Condie, Hayslip, 1975; Mertzman, 1977а, б]. а. Базальтоидная группа (114 ан.;  $P_2O_5$  — 52 ан.). б. Кислая группа (50 ан.).
7. Четвертичная ассоциация района Ньюберри, Орегон, США [Higgins, 1973]. а. Базальтоидная группа (36 ан.). б. Кислая группа (33 ан.).
8. Плиоцен-четвертичная ассоциация плато Снейк-Ривер, США [Tilley, Thompson, 1970; Leeman, Vitaliano, 1976; Leeman, 1976; Trimble, Carr, 1976; Stout, Nicholls, 1977]. а. Базальтоидная группа (98 ан.). б. Кислая группа (18 ан.).
9. Плиоцен-четвертичная ассоциация южной части провинции Хейлуцзян, КНР [Ogura, 1969]. а. Базальтоидная группа (23 ан.). б. Кислая группа (12 ан.).
10. Плиоцен-четвертичная ассоциация северной части провинции Хейлуцзян, КНР [Ogura, 1969]. а. Базальтоидная группа (23 ан.).
11. Плиоцен-четвертичная ассоциация Западной Анатолии (Турция; [Innocenti, Mazzuoli, 1973; Borsi e. a., 1973]. а. Базальтоидная группа (6 ан.), в том числе нефелинсодержащие породы. б. Кислая группа (7 ан.).
12. Неоген-четвертичная ассоциация Северо-Западной Турции и о-ва Лесбос в восточной части Эгейского моря [Paraskevopoulos, 1956; Borsi e. a., 1973; Innocenti, Mazzuoli, 1973]. а. Базальтоидная группа (37 ан.). б. Кислая группа (20 ан.).
13. Неогеновая ассоциация северной части Эгейского моря (Западная Тракия, острова Лемнос, Самотраки; [Paraskevopoulos, 1956]). а. Базальтоидная группа (11 ан.). б. Кислая группа (10 ан.).
14. Неогеновая ассоциация юго-востока гор Сан-Хуан, Колорадо, США [Lipman, 1975]. а. Базальтоидная группа (24 ан.). б. Кислая группа (7 ан.).
15. Олигоценовая ассоциация юго-востока гор Сан-Хуан, Колорадо, США [Lipman, 1975]. а. Базальтоидная группа (37 ан.). б. Кислая группа (72 ан.).
16. Третичная ассоциация плато Антрим, Северная Ирландия [Patterson, 1952; Patterson, Swaine, 1955; Шейнманн, 1968]. а. Базальтоидная группа (20 ан.). б. Кислая группа (5 ан.).
17. Альб-сеноманская ассоциация внутриматериковой («внешней») зоны Анддырского, Пенжинского и Охотского секторов Охотско-Чукотского вулканического пояса [Белый, 1978]. а. Базальтоидная группа (244 ан.). б. Кислая группа (246 ан.).
18. Альб-сеноманская ассоциация Восточно-Чукотского фланга Охотско-Чукотского пояса [Белый, 1978]. а. Базальтоидная группа (32 ан.). б. Кислая группа (47 ан.).
19. Юрская ассоциация центральной части Трансантарктических гор [Elliot, 1972]. Базальтоидная группа (14 ан.).
20. Ранне-среднетриасовая ассоциация Кушмурунской депрессии, Тургай [Долгопольская и др., 1976]. а. Базальтоидная группа (15 ан.). б. Кислая группа (10 ан.).

21. Позднекарбово-раннепермская ассоциация Саянской мульды, Северное Прибайкалье [Русанов, 1973]. а. Базальтоидная группа (лавы; 20 ан.). б. Базальтоидная группа (субвулканиты; 21 ан.).
22. Среднепалеозойская метавулканическая ассоциация Хебикенджино-Моланджинского района, Омолонский массив, Восточная Сибирь [Лычагин, 1973; и др.]. а. Базальтоидная группа (18 ан.). б. Кислая группа (33 ан.).
23. Позднепротерозойская метавулканическая ассоциация Восточного Ньюфаундленда, Канада [Nixon, Papezik, 1979]. а. Базальтоидная группа (10 ан.). б. Кислая группа (39 ан.).
24. Четвертичная ассоциация Восточно-Камчатской зоны [Эрлих, 1973]. а. Базальтоидная группа (175 ан.). б. Кислая группа (24 ан.).
25. Четвертичная ассоциация группы вулканов Миоко, Центральная Япония [Hayatsu, 1977]. а. Базальтоидная группа (51 ан.;  $P_2O_5$  — 28 ан.). б. Кислая группа (4 ан.).
26. Четвертичная риолито-андезитовая ассоциация Внешней зоны о. Суматры [Эрлих, 1973.] а. Базальтоидная группа (49 ан.). б. Кислая группа (25 ан.).
27. Четвертичная ассоциация Срединного Камчатского хребта [Огородов и др., 1972]. а. Базальтоидная группа (140 ан.). б. Кислая группа (21 ан.).
28. Четвертичная ассоциация северо-восточной зоны пояса Кейп-Фогель, Новая Гвинея [Ruxton, 1966; Jakes, Smith, 1970]. а. Базальтоидная группа (54 ан.). б. Кислая группа (3 ан.).
29. Плиоцен-четвертичная ассоциация района Кух-Шахзаваран, Южный Иран [Girod, Congrad, 1976]. а. Базальтоидная группа (28 ан.). б. Кислая группа (5 ан.).
30. Плиоцен-четвертичная ассоциация района горы Арарат, Турция [Lambert e. a., 1974]. а. Базальтоидная группа (41 ан.). б. Кислая группа (17 ан.).
31. Плиоцен-четвертичная ассоциация северо-запада Армении [Харазян, Куюмджян, 1976]. а. Базальтоидная группа (72 ан.;  $P_2O_5$  — 10 ан.). б. Кислая группа (5 ан.;  $P_2O_5$  — 1 ан.).
32. Плиоцен-четвертичная ассоциация Карабахского нагорья, Малый Кавказ [Мамедов, 1971]. а. Базальтоидная группа (46 ан.;  $P_2O_5$  — 17 ан.). б. Кислая группа (41 ан.).
33. Плиоцен-четвертичная ассоциация Армянского нагорья [Геология Армянской ССР, 1970; Карапетян, 1972; и др.]. а. Базальтоидная группа (168 ан.). б. Кислая группа (174 ан.).
34. Плиоцен-четвертичная ассоциация южной части Западной Кордильеры, Анды, Перу [Lefèvre, 1973]. а. Базальтоидная группа (61 ан.). б. Кислая группа (22 ан.).
35. Неоген-четвертичная ассоциация района вулкана Лассен-Пик, Калифорния, США [Day, Allen, 1925]. а. Базальтоидная группа (32 ан.). б. Кислая группа (14 ан.).
36. Неоген-четвертичная ассоциация северной части зоны Фосса-Магна, Центральная Япония [Takeshita, 1974, 1975]. а. Базальтоидная группа (42 ан.). б. Кислая группа (9 ан.).
37. Неоген-четвертичная ассоциация района Гуэлая, север Марокко [Fuster, 1957]. а. Базальтоидная группа (18 ан.). б. Кислая группа (14 ан.).
38. Неоген-четвертичная ассоциация Трансмексиканского вулканического пояса [Williams, 1950; Wilcox, 1954; Gunn, Mooser, 1970; Negendank, 1972; Bloomfield, 1973, 1975]. а. Базальтоидная группа (157 ан.). б. Кислая группа (16 ан.).
39. Олигоцен-четвертичная ассоциация Западного Никарагуа и Гондураса [Burgi, Sonder, 1936; Williams, McBirney, 1969; Ui, 1973]. а. Базальтоидная группа (43 ан.). б. Кислая группа (24 ан.).
40. Плиоценовая ассоциация западной части Южного Сахалина [Семенов, 1975]. а. Базальтоидная группа (38 ан.). б. Кислая группа (10 ан.).
41. Позднемиоценовая (?)-плиоценовая ассоциация советской части Выгорлат-Гутинской зоны, Закарпатье [Петрография..., 1955; Костюк, 1961; Малеев, 1964; Кириченко, 1974; Гасанов, Филиппович, 1975]. а. Базальтоидная группа (103 ан.;  $P_2O_5$  — 27 ан.). б. Кислая группа (53 ан.;  $P_2O_5$  — 21 ан.).
42. Миоценовая ассоциация Чопской зоны, Советское Закарпатье [Мерлич, Спитковская, 1974; Гасанов, Филиппович, 1975]. а. Базальтоидная группа (36 ан.;  $P_2O_5$  — 12 ан.). б. Кислая группа (29 ан.;  $P_2O_5$  — 13 ан.).
43. Миоценовая ассоциация Штирийской вулканической зоны, Австрия [Heiritsch, 1967]. а. Базальтоидная группа (18 ан.). б. Кислая группа (2 ан.).

44. Миоценовая ассоциация гор Бержени, Венгрия [Костюк, 1961; Pantò, Mikò, 1964]. а. Базальтоидная группа (58 ан.). б. Кислая группа (5 ан.).
45. Миоценовая риолито-андезитовидная ассоциация Центральной и Восточной Словакии [Forgács, 1970; Forgács, Kurcsó, 1974]. а. Базальтоидная группа (63 ан.). б. Кислая группа (25 ан.).
46. Неогеновая ассоциация Гутинских гор, Румыния [Bogcos, Lang e. a., 1973; Bogcos, Peltz e. a., 1973; Lang, 1976]. Базальтоидная группа (71 ан.).
47. Неогеновая ассоциация района Калимани-Гургуиу-Харгита, Восточные Карпаты, Румыния [Peltz e. a., 1973; Radulescu, 1973a, б]. а. Базальтоидная группа (147 ан.). б. Кислая группа (8 ан.).
48. Олигоцен-миоценовая ассоциация северо-запада Юты, США [Hogg, 1972]. а. Базальтоидная группа (24 ан.).
49. Альб-сеноманская ассоциация береговой («внутренней») зоны Охотского, Пенжинского и Анадырского секторов Охотско-Чукотского вулканического пояса [Белый, 1978; и др.]. а. Базальтоидная группа (104 ан.). б. Кислая группа (34 ан.).
50. Позднеюрско-меловая ассоциация Наданьхада-Бикинского пояса, Среднее Приамурье [Сахно, 1976]. а. Базальтоидная группа (40 ан.;  $P_2O_5$  — 10 ан.). б. Кислая группа (9 ан.;  $P_2O_5$  — 3 ан.).
51. Пермская ассоциация Предхэйтского прогиба, Монголия [Кеппежинскас, Лучицкий, 1974]. а. Базальтоидная группа (22 ан.). б. Кислая группа (8 ан.).
52. Позднекарбово-раннепермская ассоциация Нижнего Гарца, ГДР [Werner, 1978]. а. Базальтоидная группа (46 ан.). б. Кислая группа (15 ан.).
53. Среднекаменноугольно-раннепермская ассоциация Центрально-Силезского бассейна [Ciesla, 1976]. а. Базальтоидная группа (20 ан.). б. Кислая группа (10 ан.).
54. Средне-позднедевонская ассоциация Восточно-Мугоджарской зоны, Южный Урал [Карагодин, 1974]. а. Базальтоидная группа (53 ан.). б. Кислая группа (53 ан.).
55. Ранне-среднедевонская метавулканическая ассоциация Тельбесского прогиба, Кузнецкий Алатау [Белоусов, Лапин, 1978; и др.]. а. Базальтоидная группа (89 ан.). б. Кислая группа (20 ан.).
56. Девонская ассоциация Западной Шотландии [Roberts, 1966; Haslam, 1968; Groome, Hall, 1974]. а. Базальтоидная группа (25 ан.). б. Кислая группа (10 ан.).
57. Средне-позднекембрийская метавулканическая ассоциация центральной части области Баррандиен, Чехословакия [Waldhausová, 1971]. а. Базальтоидная группа (12 ан.). б. Кислая группа (15 ан.).
58. Венд-раннекембрийская метавулканическая ассоциация Енганэпэйской антиклинали, Полярный Урал [Вулканические комплексы..., 1973; и др.]. Базальтоидная группа (26 ан.).
59. Раннепротерозойская метавулканическая ассоциация (формация Хаиб) низовьев р. Оравжевой, ЮАР [Reid, 1977]. а. Базальтоидная группа (29 ан.). б. Кислая группа (20 ан.).
60. Раннепротерозойская метавулканическая ассоциация сумийско-сарнилийского комплекса Карелии [Хейсканен и др., 1977]. а. Базальтоидная группа (225 ан.). б. Кислая группа, сводная выборка (67 ан.). в. Кислая группа, Южнокарельский фланг (52 ан.). г. Кислая группа, Северокарельский фланг (15 ан.).
61. Четвертичная ассоциация островов и подводного поднятия Кермадек [Brothers, 1970; Brothers, Searle, 1970; Brothers, Martin, 1970; Oversby, Ewart, 1972]. а. Базальтоидная группа (24 ан.). б. Кислая группа (3 ан.).
62. Четвертичная ассоциация северного побережья о. Новая Британия, Новогвинейское море [Lowder, 1970; Lowder, Carmichael, 1970; Johnson e. a., 1972; Joplin, 1975; Cooke e. a., 1976]. а. Базальтоидная группа (55 ан.). б. Кислая группа (7 ан.).
63. Четвертичная ассоциация островной цепи Солор-Серуа, моря Саву и Банда, Индонезия [Witford e. a., 1977]. а. Базальтоидная группа (15 ан.;  $P_2O_5$  — 11 ан.). б. Кислая группа (5 ан.).
64. Четвертичная ассоциация Западных Липарских островов [Keller, 1974; Norrenberger, Kiesel, 1975]. а. Базальтоидная группа (27 ан.;  $Fe_2O_3$  и  $FeO$  — 5 ан.). б. Дает умереннощелочной (1 ан.).
65. Четвертичная ассоциация Южных Сандвичевых островов [Baker, 1968; Фролова, Рудник, 1974]. а. Базальтоидная группа (26 ан.;  $P_2O_5$  — 16 ан.). б. Кислая группа (4 ан.).
66. Четвертичная ассоциация о. Десепшен, Южные Шетландские острова [Weaver

- е. а., 1979]. а. Базальтоидная группа (9 ан.). б. Кислая группа (3 ан.).
67. Четвертичная ассоциация островов и подводного поднятия Тонга [Авдейко и др., 1972; Richard, 1962; Ewart e. a., 1973; Ewart, 1976; и др.]. а. Базальтоидная группа (12 ан.). б. Кислая группа (14 ан.).
68. Четвертичная ассоциация Центральных и Южных Курил [Эрлих, 1973]. а. Базальтоидная группа (137 ан.). б. Кислая группа (19 ан.).
69. Четвертичная ассоциация Северных Курил [Эрлих, 1973]. Базальтоидная группа (140 ан.).
70. Четвертичная ассоциация Алеутских островов [Эрлих, 1973]. а. Базальтоидная группа (76 ан.). б. Кислая группа (9 ан.).
71. Четвертичная ассоциация восточного фланга Южно-Эгейской островной цепи—островов Тилос, Низирос и др. [Paraskevopoulos, 1956; Di Paola, 1975]. а. Базальтоидная группа (22 ан.;  $P_2O_5$  — 14 ан.). б. Кислая группа (27 ан.;  $P_2O_5$  — 14 ан.).
72. Четвертичная ассоциация Восточных Липарских островов [Jakob, 1958; Imbo, 1965; Keller, 1974; Kiesel e. a., 1978]. а. Базальтоидная группа (50 ан.;  $Fe_2O_3$  и  $FeO$  — 43 ан.), в том числе лейцитсодержащие породы. б. Кислая группа (19 ан.), в том числе агпайтовые породы.
73. Плиоцен (?)—четвертичная ассоциация подводных вулканов восточного склона Курильской котловины, Охотское море [Ерохов и др., 1975; Остапенко, 1976; Остапенко, Кичина, 1977]. а. Базальтоидная группа (34 ан.). б. Кислая группа (9 ан.).
74. Неоген-четвертичная ассоциация впадины Лау, море Фиджи [Hawkins, 1976]. а. Базальтоидная группа (26 ан.). б. Кислая группа (2 ан.).
75. Неоген-четвертичная ассоциация подводных вулканов района западное островов Идзу [Кичина, Остапенко, 1977]. а. Базальтоидная группа (24 ан.). б. Кислая группа (13 ан.), в том числе агпайтовые породы.
76. Неоген-четвертичная ассоциация островов Идзу [Kuno, 1962]. а. Базальтоидная группа (37 ан.). б. Кислая группа (8 ан.).
77. Неоген-четвертичная ассоциация о. Бугенвиль, Меланезия [Blake, Miezitis, 1967; Bultitude et al., 1978]. а. Базальтоидная группа (58 ан.). б. Кислая группа (1 ан.).
78. Неоген-четвертичная ассоциация западного фланга Южно-Эгейской островной вулканической цепи (район Кроммиона на Пелопоннесе, п-ов Метана, острова Милос, Порос, Эгина, Санторин, Христиана, Антипарос [Paraskevopoulos, 1956; Burri, Šoptajanova, 1967; Nicholls, 1971; Pe, 1975; Puchelt e. a., 1977]. а. Базальтоидная группа (175 ан.;  $P_2O_5$  — 115 ан.). б. Кислая группа (65 ан.;  $P_2O_5$  — 44 ан.).
79. Неоген-четвертичная ассоциация юго-восточной части Эгейского моря (острова Кос, Псеримос, Патмос, Самос и п-ов Бодрум [Paraskevopoulos, 1956; Burri, Tatar, Weibel, 1967]). а. Базальтоидная группа (26 ан.;  $P_2O_5$  — 18 ан.). б. Кислая группа (19 ан.;  $P_2O_5$  — 7 ан.).
80. Плиоценовая ассоциация островов Лау, море Фиджи [Gill, 1976]. а. Базальтоидная группа (24 ан.). б. Кислая группа (2 ан.).
81. Постмиоценовая ассоциация Гваделупы и островов Ле-Сент, западная вулканическая цепь, Малые Антильские острова [Lacroix, 1904; Grunevald, 1965; Westerkamp, 1976; Contribution à la géologie..., 1976]. а. Базальтоидная группа (18 ан.). б. Кислая группа (6 ан.;  $P_2O_5$  — 4 ан.).
82. Постмиоценовая ассоциация о. Сент-Кристофер, северная часть западной вулканической цепи Малых Антильских островов [Brown e. a., 1977]. а. Базальтоидная группа (159 ан.). б. Базальтоиды действующего вулкана Мизери (23 ан.). в. Кислая группа (14 ан.).
83. Постмиоценовая ассоциация о. Доминика, центральная часть западной вулканической цепи Малых Антильских островов [Brown, e. a., 1977]. а. Базальтоидная группа (186 ан.). б. Кислая группа (94 ан.).
84. Постмиоценовая ассоциация западной вулканической цепи о. Мартиника, Малые Антильские острова [Lacroix, 1904; Grunevald, 1965; Westerkamp, 1976; Contribution à la géologie..., 1976]. а. Базальтоидная группа (85 ан.;  $P_2O_5$  — 69 ан.). б. Кислая группа (10 ан.).
85. Неогеновая туфовая ассоциация района конуса выноса Дельгада, материковое подножие северо-восточной окраины Тихого океана [Vallier e. a., 1977]. а. Базальтоидная группа (13 ан.; стекловатые частицы из туфа). б. Валовая проба породных фрагментов из базальтоидного туфа (1 ан.).
86. Неогеновая ассоциация Северных Курил [Дуничев, 1972; и др.]. а. Базальтоидная группа (23 ан.;  $P_2O_5$  — 20 ан.). б. Кислая группа (9 ан.;  $P_2O_5$  — 6 ан.).
87. Неогеновая ассоциация Центральных Курил [Пискунов, 1975; и др.]. а. Базальтоидная группа (37 ан.). б. Кислая группа (17 ан.).

88. Неогеновая ассоциация Южных Курил [Дуничев, 1969, 1972; Пискунов, 1975; и др.]. а. Базальтоидная группа (79 ан.;  $P_2O_5$  — 72 ан.). б. Кислая группа (53 ан.).
89. Олигоцен-плиоценовая ассоциация островов Командорских и Ближних, западный фланг Алеутской островной вулканической цепи [Gates, e. a., 1971, Шмидт, 1978]. а. Базальтоидная группа (35 ан.). б. Кислая группа (6 ан.).
90. Олигоцен-миоценовая ассоциация о. Мартиника, Малые Антильские острова [Lacroix, 1904; Grunevald, 1965; Westerkamp, 1976; Contribution á la géologie..., 1976]. а. Базальтоидная группа (26 ан.;  $P_2O_5$  — 23 ан.). б. Кислая группа (6 ан.;  $P_2O_5$  — 3 ан.).
91. Эоцен-миоценовая ассоциация островов Гуам и Сайпан, Южные Марианы [Schmidt, 1957; Stark, 1963]. а. Базальтоидная группа (28 ан.). б. Кислая группа (5 ан.).
92. Позднемиоценовая ассоциация южной части подводного поднятия Лорд-Хау, Тасманово море [McDougall, Van der Linden, 1974]. Кислая группа (4 ан.).
93. Плиоцен-четвертичная ассоциация центральной части Галапагосского поднятия [Engel, Chase, 1965; Hekinian, 1971; Anderson e. a., 1975; Byerly e. a., 1976; Melson e. a., 1977]. а. Базальтоидная группа (7 ан.). б. Природные стекла из базальтоидов (112 ан.). в. Кислая группа. Природные кислые стекла (33 ан.).
94. Плиоцен-четвертичная ассоциация северной части Центральной рифтовой зоны, Северная Исландия [Sigvaldason, 1974; Исландия..., 1978]. а. Базальтоидная группа (45 ан.). б. Кислая группа (11 ан.).
95. Плиоцен-четвертичная ассоциация п-ова Снайфедльснес, запад Исландии [Исландия..., 1978]. а. Базальтоидная группа (8 ан.). б. Кислая группа (7 ан.), в том числе агпайтовые породы.
96. Плиоцен-четвертичная ассоциация о. Пасхи [Кренделев, 1976; Lacroix, 1927; Baker e. a., 1974; Clark, Dumond, 1977]. а. Базальтоидная группа (42 ан.). б. Кислая группа (20 ан.), в том числе агпайтовые породы.
97. Плиоцен-четвертичная ассоциация Южной Исландии [Исландия..., 1978]. а. Базальтоидная группа (14 ан.;  $P_2O_5$  — 10 ан.). б. Кислая группа (13 ан.;  $P_2O_5$  — 10 ан.), в том числе агпайтовые породы.
98. Плиоцен-четвертичная ассоциация о. Вознесения [Daly, 1925]. а. Базальтоидная группа (6 ан.). б. Кислая группа (9 ан.;  $P_2O_5$  — 4 ан.), в том числе агпайтовые породы.
99. Позднекайнозойская ассоциация о. Буве и района смыкания Южно-Атлантического и Африкано-Антарктического подводных хребтов [Broch, 1946; Klempe, 1973; Macdonald, Bailey, 1973; Dickey e. a., 1977]. а. Базальтоидная группа (12 ан.). б. Кислая группа (5 ан.), в том числе агпайтовые породы.
100. Миоценовая ассоциация Восточной Исландии [Walker, 1963; Carmichael, 1962, 1964; Wood, 1979; Wood e. a., 1976; Исландия..., 1978]. а. Базальтоидная группа, сводная выборка (42 ан.). б. Базальтоиды плато (20 ан.). в. Базальтоиды центральных вулканов (22 ан.). г. Кислая группа (22 ан.), в том числе агпайтовые породы.
101. Третичная (?) ассоциация Королевской впадины, Северо-Восточная Атлантика [Stebbins, Thompson, 1978.] а. Базальтоидная группа (10 ан.). б. Кислая группа (1 ан.).
102. Меловая (?) метавулканическая ассоциация осевой (рифтовой) зоны Аравийско-Индийского хребта, Индийский океан [Cann, 1969; Чернышева, 1970]. а. Базальтоидная группа (11 ан.). б. Кислая группа (1 ан.).
103. Позднемиоцен-раннеплиоценовая ассоциация Южного Сахалина [Семенов, 1975]. а. Базальтоидная группа (24 ан.). б. Кислая группа (8 ан.).
104. Миоценовая ассоциация района Сендай, Восточный Хонсю, Япония [Abe e. a., 1976]. а. Базальтоидная группа (22 ан.). б. Кислая группа (12 ан.).
105. Эоцен-миоценовая ассоциация о. Вити-Леву, Фиджи [Gill, 1970, 1974]. а. Базальтоидная группа (25 ан.). б. Кислая группа (12 ан.).
106. Палеоцен-эоценовая метавулканическая ассоциация Командорских островов [Казакова и др., 1976; Шмидт, 1978]. а. Базальтоидная группа (15 ан.). б. Кислая группа (30 ан.).
107. Позднемиоценовая-палеогеновая метавулканическая ассоциация о. Эуа, восточная цепь островов Тонга [Ewart, Bryan, 1972]. а. Базальтоидная группа (8 ан.). б. Кислая группа (1 ан.).
108. Позднемиоценовая-палеогеновая ассоциация Кроноцкого полуострова, Восточная Камчатка [Ротман, Марковский, 1974; и др.]. а. Базальтоидная группа (39 ан.). б. Кислая группа (2 ан.);  $P_2O_5$  — 1 ан.).
109. Позднемиоценовая-палеогеновая ассоциация Среднего Камчатского хребта [Марковский, Ротман, 1969; и др.]. а. Базальтоидная группа (61 ан.),

- в том числе лейцит- и анальцитсодержащие породы. б. Кислая группа (7 ан.).
110. Позднемеловая метавулканическая ассоциация Сомхето-Карабахской зоны, Северная Армения и Южная Грузия [Связь..., 1968; Гогишвили и др., 1976; и др.]. а. Базальтоидная группа (Северная Армения; 50 ан.;  $P_2O_5$  — 14 ан.). б. Кислая группа (Северная Армения и Южная Грузия; 95 ан.;  $P_2O_5$  — 48 ан.).
111. Позднемеловая (?) метавулканическая ассоциация Центрального Пелопоннеса, Греция [Richter, Lensch, 1977]. а. Базальтоидная группа (10 ан.). б. Кислая группа (1 ан.).
112. Раннеюрская ассоциация Северной Осетии, Главный Кавказ [Цветков, 1977]. а. Базальтоидная группа (20 ан.;  $P_2O_5$  — 15 ан.). б. Кислая группа (16 ан.;  $P_2O_5$  — 13 ан.).
113. Юрская метавулканическая ассоциация Сомхето-Карабахской зоны. Армения [Лебедев, Малхасян, 1965; Малхасян, 1975; и др.]. а. Базальтоидная группа (68 ан.;  $P_2O_5$  — 6 ан.). б. Кислая группа (61 ан.).
114. Меловая-зооценовая метавулканическая ассоциация северной части о. Новая Каледония [Rodgers, 1975; Black, Brothers, 1977]. а. Базальтоидная группа (9 ан.). б. Кислая группа (1 ан.).
115. Позднекарбонново-пермская метавулканическая ассоциация хошской серии, нагорье Трибеч, Чехословакия [Vozár, 1974, 1976]. а. Базальтоидная группа (72 ан.). б. Кислая группа (2 ан.).
116. Раннекарбонная ассоциация Кизильского прогиба, Южный Урал [Фролова, Бурикова, 1977; и др.]. а. Базальтоидная группа (153 ан.). б. Кислая группа (38 ан.).
117. Среднекарбонная метавулканическая ассоциация Южно-Гиссарской зоны, Южный Тянь-Шань [Баратов, Лутков, 1977; и др.]. а. Базальтоидная группа (19 ан.). б. Кислая группа (1 ан.).
118. Фамеская метавулканическая ассоциация Рудноалтайской зоны [Кузевный, 1975; и др.]. а. Базальтоидная группа (15 ан.;  $P_2O_5$  — 4 ан.). б. Кислая группа (41 ан.;  $P_2O_5$  — 8 ан.).
119. Позднедевонская метавулканическая ассоциация Западного Тарбагатай [Савочкина, 1969; и др.]. а. Базальтоидная группа (33 ан.). б. Кислая группа (10 ан.).
120. Позднедевонская метавулканическая ассоциация колтубанской свиты и ее аналогов, Магнитогорский синклиорий, Южный Урал [Фролова, Бурикова, 1977; и др.]. а. Базальтоидная группа (78 ан.). б. Кислая группа (8 ан.).
121. Средне-позднедевонская метавулканическая ассоциация района Корнуолл-Девоншир, Южная Англия [Juteau, Rossi, 1974]. Базальтоидная группа (26 ан.).
122. Живетская метавулканическая ассоциация улутауской свиты и ее аналогов, Магнитогорский синклиорий, Южный Урал [Фролова, Бурикова, 1977]. а. Базальтоидная группа (65 ан.). б. Кислая группа (71 ан.).
123. Эйфельская метавулканическая ассоциация карамалыташской свиты Магнитогорского синклиория, Южный Урал [Челноков, Шигарев, 1975; Фролова, Бурикова, 1977]. а. Базальтоидная группа (156 ан.). б. Кислая группа (110 ан.).
124. Ранне-среднедевонская метавулканическая ассоциация Сакмарской зоны, Южный Урал [Колесников, 1974]. а. Базальтоидная группа (74 ан.). б. Кислая группа (158 ан.).
125. Раннедевонская метавулканическая ассоциация ирендыкской свиты и ее аналогов, Магнитогорский синклиорий, Южный Урал [Фролова, Бурикова, 1977; и др.]. а. Базальтоидная группа (115 ан.;  $P_2O_5$  — 52 ан.). б. Кислая группа (8 ан.;  $P_2O_5$  — 3 ан.).
126. Лландовери-венлокская метавулканическая ассоциация западного крыла Тагильского антиклинория, Урал [Каретин, 1979; и др.]. а. Базальтоидная группа (64 ан.). б. Кислая группа (13 ан.).
127. Ранне-среднеордовикская метавулканическая ассоциация группы Хавин, район Тронхейм, Центральная Норвегия [Loeschke, 1976a, б]. а. Базальтоидная группа (10 ан.). б. Кислая группа (11 ан.).
128. Раннеордовикская метавулканическая ассоциация группы Стёрен, район Тронхейм, Центральная Норвегия [Loeschke, 1976a, б]. а. Базальтоидная группа (38 ан.). б. Кислая группа (15 ан.).
129. Кембро-ордовикская ассоциация Оченырдыско-Лемвинской зоны, Приполярный и Полярный Урал [Вулканические комплексы..., 1973]. а. Базальтоидная группа (34 ан.;  $P_2O_5$  — 27 ан.). б. Кислая группа (32 ан.), в том числе агпайтовые породы.
130. Позднерифейско-вендская метавулканическая ассоциация дворецкой свиты, Вильвенско-Косьвинский район, западный склон Среднего Урала [Румянцев, 1967]. Базальтоидная группа (33 ан.;  $P_2O_5$  — 8 ан.).
131. Позднерифейско-вендская метавулканическая ассоциация верхов енисей-

ской серии Восточно-Кузнецкой зоны, Кузнецкий Алатау [Белоусов и др., 1974; Белоусов, 1976]. а. Базальтоидная группа (60 ан.). б. Кислая группа (16 ан.;  $P_2O_5$  — 8 ан.). в том числе агапитовые породы.

132. Позднерифейская ассоциация комплекса Тассенджанет, Алжир [Chikhaoui e. a., 1978]. а. Базальтоидная группа (42 ан.). б. Кислая группа (14 ан.).

133. Средне-позднерифейская метавулканическая ассоциация сухопитской и тунгусской серий центральной зоны севера Енисейского кряжа [Мировов, Ножкин, 1978]. а. Базальтоидная группа (33 ан.;  $P_2O_5$  — 10 ан.). б. Кислая группа (22 ан.;  $P_2O_5$  — 11 ан.).

134. Среднерифейская метавулканическая ассоциация машакской свиты, южная часть западного склона Урала [Ротарь, Швецов, 1973; Ямаев, Швецов, 1973; Вулканические ассоциации..., 1976; и др.]. а. Базальтоидная группа (35 ан.). б. Кислая группа (14 ан.;  $P_2O_5$  — 5 ан.).

135. Ранне (?) -среднерифейская метавулканическая ассоциация низов енисейской серии Кузнецкоалатауско-Солгонской зоны, Кузнецкий Алатау [Белоусов и др., 1974; Белоусов, 1976]. а. Базальтоидная группа (65 ан.;  $P_2O_5$  — 50 ан.). б. Кислая группа (37 ан.).

136. Позднепротерозойская ассоциация майкаинской свиты, Майкаин-Кызылтасский антиклинорий, Центральный Казахстан [Вулканические ассоциации..., 1976]. а. Базальтоидная группа (24 ан.). б. Кислая группа (11 ан.).

137. Позднепротерозойская метавулканическая ассоциация ондокской свиты довьренской серии, Северное Прибайкалье [Зарубин, Мануйлова, 1976; и др.]. а. Базальтоидная группа (36 ан.). б. Кислая группа (11 ан.).

138. Позднепротерозойская (свекофенская) метавулканическая ассоциация (формация Лос) района Лос-Хамра, Центральная Швеция [Lundquist, 1968]. а. Базальтоидная группа (5 ан.). б. Кислая группа (8 ан.).

139. Позднепротерозойская метавулканическая ассоциация свиты Барби района Гуперас-Ройберг, Намибия [Watters, 1974]. а. Базальтоидная группа (12 ан.). б. Кислая группа (7 ан.).

140. Раннепротерозойская метавулканическая ассоциация района Кюрувеси, Финляндия [Marttila, 1976]. а. Базальтоидная группа (8 ан.). б. Кислая группа (5 ан.).

141. Раннепротерозойская метавулканическая ассоциация хаутаваарской серии, Южная Карелия [Робонен, Светова, 1975]. а. Базальтоидная группа (79 ан.). б. Кислая группа (26 ан.).

142. Архейско-раннепротерозойская метавулканическая ассоциация группы Каминак, район Спи-Лейк, Киватин, Канада [Ridler, 1973]. а. Базальтоидная группа (22 ан.). б. Кислая группа (23 ан.).

143. Архейская метавулканическая ассоциация поясов Йеллоунайф и Камерон, Канада [Baragar, 1966]. а. Базальтоидная группа (99 ан.). б. Кислая группа (40 ан.).

144. Архейская метавулканическая ассоциация района Матагами, Квебек, Канада [Macgheehan, 1978]. а. Базальтоидная группа (34 ан.). б. Кислая группа (8 ан.).

145. Архейская метавулканическая ассоциация группы Блэк-Ривер пояса Абитибби, Канада [Baragar, 1968; Jolly, 1975; Naldrett, Goodwin, 1977]. а. Базальтоидная группа (688 ан.;  $P_2O_5$  — 79 ан.). б. Кислая группа (90 ан.).

146. Архейская метавулканическая ассоциация западной части пояса Бичи-Лейк, Канада [Cameron, Durham, 1974]. а. Базальтоидная группа (27 ан.). б. Кислая группа (21 ан.).

147. Архейская метавулканическая ассоциация, комплекс Марда, Западная Австралия [Hallberg e. a., 1976]. а. Базальтоидная группа (19 ан.). б. Кислая группа (18 ан.).

Базальтоидная группа. Уклоны: Мелабазальтовый — 3. Мелабазальтоидный — 128. Меламезобазальтовый — 1, 5, 8, 9, 74, 85, 93, 94, 100, 114, 134. Мезобазальтовый — 2. Меламезобазальтоидный — 16, 130, 137. Базальтовый — 11, 39, 40, 61, 62, 75, 89, 97, 109, 116, 120, 121, 125, 129, 131, 133, 136, 137, 139, 143, 144. Мезолейкобазальтовый — 10, 96, 99, 106. Мезолейкобазальтоидный — 23, 63, 75, 101, 102, 109, 116, 120, 121, 125, 129, 131, 133, 136, 139, 140, 143, 144. Лейкобазальтоидный — 6, 7, 14, 19, 21, 22, 27, 31, 35—37, 39, 49, 56—60, 62, 64—67, 72, 73, 76, 80, 81, 86, 89, 90, 91, 105, 107, 108, 110, 111, 115, 118, 119, 122, 123, 135, 145. Андезитоидный — 13, 18, 24, 25, 28, 29, 32, 33, 38, 41—43, 45, 46, 48, 50—55, 68, 70, 71, 77, 78, 82, 83, 87, 88, 103, 104, 113, 126, 127, 132, 146, 147. Андезитовый — 26, 44, 79, 84, 117. Лейкоандезитоидный — 12, 15, 17, 30, 34, 47, 112, 141. ●  
Умеренномагнитный — 3, 6, 10, 16, 21, 35, 38, 56, 59, 60, 71, 74, 94, 117, 125, 128, 141. Железномагнитный — 5, 7—9, 11—14, 18—20, 23, 24, 26—29, 32, 37, 40, 43, 47—49, 51, 52, 54, 58, 60, 63—65, 102, 105—107, 109, 111, 112, 115, 120, 122, 126, 129, 130, 132, 135—137, 139, 140, 142, 145—147. Железистый — 101, 103, 110, 118, 119, 133, 130, 132, 135—137, 139, 140, 142, 145—147. Железистый — 101, 103, 110, 118, 119, 133, Умеренножелезистый — 1, 2, 15, 17, 22, 25, 30, 31, 33, 34, 36, 39, 41, 42, 44—46, 50,

53, 55, 62, 76—78, 80, 82—86, 88, 96, 97, 100, 104, 108, 113, 117, 121, 123, 124, 127, 131, 134, 143, 144. ●

Низкощелочной—2, 3, 6, 17, 19, 24—26, 29, 35, 36, 39—42, 44—47, 49, 58, 59, 61—65, 67—71, 74—76, 78, 80—91, 93, 94, 100, 101, 104, 113, 117, 122, 123, 125, 126, 143—147. Субщелочной—1, 7, 16, 18, 27, 37, 38, 48, 50—52, 70, 73, 89, 99, 105, 112, 114. «Субщелочной» (щелочность вторично повышена)—110, 129, 132, 137, 140. Щелочной—11. «Щелочной» (щелочность вторично повышена)—133. Среднещелочной—5, 9, 53, 72, 98, 101, 109. «Среднещелочной» (щелочность вторично повышена)—23, 60. Умереннощелочной—8, 12, 14, 15, 21, 22, 28, 30—34, 43, 54, 56, 77, 79, 96, 97, 103, 116, 121, 130, 131. «Умереннощелочной» (щелочность вторично повышена)—55, 115, 124, 127, 128, 134—136, 141. Повышенно- и высокощелочной—10. ●

Натрокалиевый—10, 44, 52, 109. Натриевый—1, 9, 11, 14, 17, 19, 20, 24, 26—28, 31, 36, 37, 42, 50, 51, 57, 63, 64, 73, 95, 98, 103, 105, 112, 114, 119, 127, 132, 133, 139, 147. Умереннонатриевый—12, 13, 15, 18, 21, 32—34, 41, 43, 45, 46, 48, 53, 54, 56, 59, 69, 72, 79, 101, 117. Умеренно высоконатриевый—77, 84, 90. Высоконатриевый—2, 6, 7, 8, 25, 29, 30, 35, 38—40, 47, 49, 58, 61, 62, 65, 67, 68, 70, 71, 78, 80—83, 86—89, 91, 93, 97, 99, 108, 114, 115, 116, 137. «Высоконатриевый» (вторично усилен)—22, 23, 55, 60, 110, 111, 113, 118, 120—122, 124—126, 129—131, 140—142, 146. Весьма высоконатриевый—3, 16, 66, 74—76, 85, 94, 100, 102. «Весьма высоконатриевый» (вторично усилен)—106, 107, 123, 134, 143—145. «Крайне высоконатриевый» (вторично усилен)—128, 136. ●

Весьма низкоглиноземистый—1, 3, 19, 60, 85, 100. Умеренно низкоглиноземистый—56, 59, 72, 117. Низкоглиноземистый—2, 5, 8, 10, 12, 16, 21, 28, 48, 52, 58, 66, 74, 76, 94—97, 102, 104, 123—125, 128—134, 137, 139, 142—144, 146, 147. Среднеглиноземистый—7, 9, 15, 26, 30, 31, 34, 35, 37—39, 43, 50, 51, 53, 54, 62, 73, 75, 79, 80, 89, 105, 112, 115, 116, 118—122, 126, 132, 135, 141, 145. Высокоглиноземистый—6, 17, 18, 22—25, 27, 32, 33, 36, 41, 42, 44—47, 49, 55, 63, 65, 68—71, 81—83, 86—88, 104, 108, 127. Умеренно высокоглиноземистый—29, 77, 78, 84. Весьма высокоглиноземистый—64. ●

Весьма низкотитанистый—8, 21, 25, 35, 59, 79, 84, 87, 88, 90, 91, 104, 125. Умеренно низкотитанистый—30—34, 36, 38, 39, 41—43, 53, 55, 62, 64, 76. Низкотитанистый—6, 12, 13, 15—19, 24, 26—29, 40, 49—52, 54, 56, 58, 60, 61, 63, 65, 67—74, 77, 78, 80—83, 86, 89, 103, 105—113, 117, 118, 120, 122—124, 126, 127, 132, 135, 139, 141—143, 145—147. Среднетитанистый—7, 14, 20, 23, 37, 94, 102, 114—116, 119—136, 144. Высокотитанистый—2, 5, 9, 10, 93, 97, 100, 101, 128, 130, 131, 133, 134, 137. Умеренно высокотитанистый—3, 85. Весьма высокотитанистый—1, 96, 121.

Кислая группа. Уклоны: Риолитовый—6—8, 11, 12, 17, 20, 22, 26, 32, 36, 37, 39, 41, 45, 52, 55, 60, 96, 110, 123, 129, 138, 146, 147. Мелариолитоидный—75, 84, 86, 87, 94. Дацитовый—5, 34, 68, 82, 83, 93, 112, 118, 123, 126, 141. Ацидлатитовый—67. ●

Умеренномагнийевый—5. Железистый—6, 8, 11—14, 18, 20, 26, 32, 35—37, 39—42, 50—52, 54, 56, 57, 59, 60, 62, 70, 75, 76, 78, 79, 82, 83, 86, 87, 90, 94, 97, 103, 112, 126, 133—138, 143, 144, 147. Умеренножелезистый—15, 17, 23, 24, 27, 30, 33, 34, 38, 45, 49, 67, 68, 71—73, 81, 84, 88, 104, 106, 109, 110, 113, 118, 122—124, 127, 128, 132, 141, 142, 145, 146. Высокожелезистый—7, 22, 55, 93, 100, 116, 129, 131, 139. Весьма высокожелезистый—9, 98. Крайне высокожелезистый—96. ●

Низкощелочной—17, 40—42, 45, 52, 60, 67, 68, 81—84, 87, 88, 93, 104, 113, 118, 122, 134—137, 141—145. Субщелочной—18, 20, 24, 26, 30, 32, 35, 38, 49, 55, 56, 59, 62, 70, 94, 110, 112, 123, 124, 126—128. Щелочной—11. Среднещелочной—14, 79, 95, 97, 98. Умереннощелочной—6—8, 12, 15, 21—23, 27, 33, 34, 37, 39, 54, 57, 71, 72, 75, 78, 96, 100, 103, 116, 129, 131, 132, 139, 146, 147. Повышеннощелочной—9. ●

Умереннокалиевый—8, 20. Калиевый—52, 53, 60, 133, 137, 138. Натрокалиевый—11, 13, 22, 36, 45, 50, 54—56, 59, 73, 79, 129, 134, 139. Натриевый—23, 26, 35, 38, 40, 47, 62, 70, 76, 81, 83, 84, 86—89, 94, 95, 103, 109, 110, 112, 116, 120, 125, 126, 132, 136, 141—144. Умереннонатриевый—6, 7, 9, 12, 14, 15, 17, 18, 24, 27, 32—34, 37, 39, 41, 42, 49, 71, 72, 78, 96—98, 100, 119, 127, 147. Высоконатриевый—30, 67, 68, 75, 82, 88, 90, 93, 104, 118. «Высоконатриевый» (вторично усилен)—113, 122, 124, 128, 135, 145, 146. «Весьма высоконатриевый» (вторично усилен)—106, 123. ●

Низкоглиноземистый—8, 52, 60, 93, 96, 100, 106, 118, 122, 124, 129, 135, 136, 144, 145, 147. Среднеглиноземистый—20, 22, 23, 26, 32, 36, 39, 45, 62, 67, 72, 75, 76, 87, 88, 97, 125, 128, 133. Высокоглиноземистый—6, 7, 9, 12, 15, 17, 18, 24, 27, 30, 33—35, 37, 38, 40—42, 47, 49, 54, 55, 59, 68, 71, 78, 81—84, 90, 104, 112, 119, 126, 127, 132, 141—143, 146. Умеренно высокоглиноземистый—110. ●

Крайне низкоанортитовый—129. Весьма низкоанортитовый—7—9, 11, 17, 20, 32, 33, 39, 45, 50, 52, 53, 72, 95—98, 100, 116. Умеренно низкоанортитовый—34, 88, 90. Низкоанортитовый—6, 12—15, 18, 24, 26, 27, 30, 35—38, 41, 42, 47, 49, 56, 62, 70, 71, 75, 78, 79, 87, 93, 94, 103, 104, 109, 112. Среднеанортитовый—68, 82, 83. Высокоанортитовый—40. Умеренно высокоанортитовый—67, 84.

Плюмазитивый—5, 18, 20, 22, 26, 32, 33, 35, 36, 39, 41, 45, 50, 52, 55, 60, 116, 122, 123, 128, 133, 134, 135, 138, 144, 145, 147,



Р и с. 26. Размещение неоген-четвертичных вулканических пород (черная заливка) в области Эгейского моря [Borsi e. a., 1973].

Марокко и юга Западной Кордильеры в Андах) или в средней части колонки, либо рассеяны по всему разрезу.

В риолитоидно-базальтоидных ассоциациях представлен обычно широкий набор форм залегания пород, связанных с трещинно-покровными извержениями, моногенными вулканическими центрами, полигенными щитовыми и стратовулканами. Новый обширный описательный материал согласуется с устоявшимся представлением о том, что указанная смена форм извержений в общем сопряжена со сменой составов от базальтовых через андезитовидные к кислым. Речь, однако, может идти лишь о предпочтительной связи, поскольку эффузивы фактически любого состава встречаются в любых типах залегания.

Крупные полигенные стратовулканы особенно характерны для лейкобазальтоидов с подчиненными кислыми выбросами. Таковы вулканы Арагац и Ишхансар в Армении, Арарат и Эрджиас в Турции, многие вулканы Кордильер — Анд и Камчатки. Линейные системы полигенных стратовулканов выражены в виде островных вулканических цепей (дуг) во внутренних — Эгейское (рис. 26) и окраинных морях — моря западных (рис. 27) и северных окраин Тихого океана, моря Скоша и Карибское (рис. 28) на окраинах Атлантики. Риолитоидно-базальтоидной ассоциацией выполнены крупные подводные внедуговые вулканы Вавилова и Обручева в Курильской котловине Охотского моря. Кислые лавы вместе с базальтоидами могут слагать крупные типично щитовые вулканы (Исландия (рис. 29), Ньюберри в штате Орегон и Медисин-Лейк в штате Калифорния, США). Крупные существенно лавовые конусы иногда сложены одними кислыми породами (ряд построек на Армянском нагорье;

вулкан Чань-пай-шань в Северном Китае).

Некоторые риолитоидно-базальтоидные ассоциации образованы в основном за счет моногенных центральных и трещинных извержений и слагают вулканические плато; таковы плиоцен-четвертичные ассоциации северо-запада Армении и плато Снейк-Ривер. Ранне-среднетриасовая ассоциация Кушмурунской депрессии, Тургай, занимающая площадь более 8000 км<sup>2</sup>, представляет собой вулканические накопления погребенного вулканического плато. Накопления вулканического плато длительного формирования (эоцен-четвертичные) представляет собой риолитоидно-базальтоидная ассоциация на юго-востоке гор Сан-Хуан, восточная окраина плато Колорадо. Здесь кислые и отчасти базальтоидные выбросы связаны с несколькими кальдерами, одна из которых имеет диаметр около 70 км.

В комплексах субаэрально-формирования иногда фиксируются игнимбритовые\* кислые покровы, нередко с обильными порфировыми вкраплениями. Такие покровы известны в ряде ассоциаций материковых плато (горы Сан-Хуан, Снейк-Ривер, Кушмурунская депрессия) и орогенов (юг Перуанских Анд; Гондурас).

В юго-восточной части Эгейского моря, севернее Южно-Эгейской дуги, предполагается кислый туфовый покров площадью более 2500 км<sup>2</sup> [Keller, 1970]. К числу крупнейших в мире туфовых покровов относится олигоценый кислый туф Фиш-Кэньон на юго-востоке гор Сан-Хуан площадью свыше 15 тыс. км<sup>2</sup>, мощностью до 1 км и объемом более 3000 км<sup>3</sup>, он извергнут из кальдеры с поперечником 35—40 км. Объем неогеновых игнимбритов в Гондурасе оценивается примерно в 5000 км<sup>3</sup>.

В риолитоидно-базальтоидных ассоциациях геосинклинальных морских накоплений базальтоиды часто имеют подушечное сложение. Оно особенно характерно для базальтовых лав (низкощелочных и щелочных), но встречается и в андезиитоидах разной щелочности (ранний протерозой Южной Карелии, ордовик Центральной Норвегии, юра Армении, мел Греции). Иногда подушечные текстуры в базальтоидах наблюдаются в субаквальных накоплениях (в том числе пресноводных) орогенов и материковых плато.

\* Термин «игнимбриты» будем использовать только для обозначения разновидностей пород с фьямме и другими признаками спекания, не связывая его жестко с деталями генетического механизма.

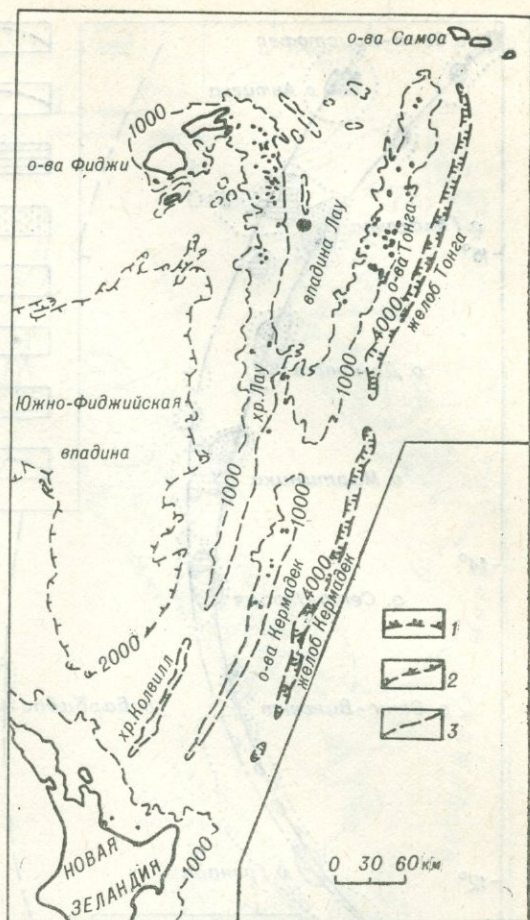
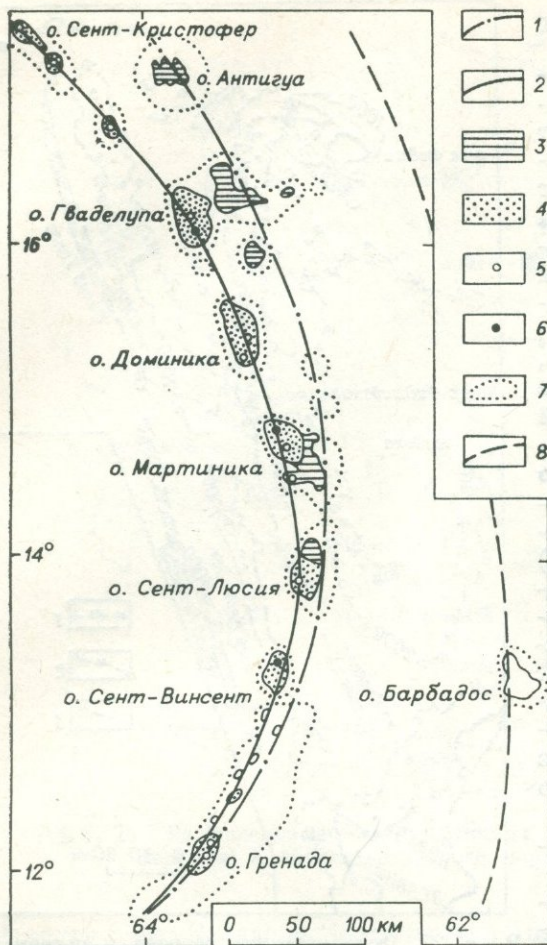


Рис. 27. Вулканические острова и региональные элементы подводного рельефа моря Фиджи [Oversby, Ewart, 1972].

1 — контуры глубоководных желобов; 2 — контуры плато-котловины; 3 — контуры поднятий. Отметки изолиний глубин — в метрах.



Р и с. 28. Вулканические цепи Малых Антильских островов [Contribution a la geologie..., 1976].

1 — внешняя (древняя) цепь; 2 — внутренняя (юная) цепь; 3 — миоценовые и домиоценовые породы: терригенные породы, известняки, вулканиты; 4 — постмиоценовые породы, в основном вулканиты; 5 — вулканы потухшие и fumarольной стадии; 6 — вулканы действующие и исторические; 7 — подоснова островов и подводных гор; 8 — ось отрицательной гравитационной аномалии.

куполообразные тела в олигоцен-миоценовых базальтоидах Северо-Западной Юты, США, в плиоценовых базальтоидах западной части Южного Сахалина и (в плиоцен-четвертичных о. Бугенвиль). Риолитоидно-базальтоидные ассоциации, как наиболее распространенная природная комбинация кислой и базальтоидной групп, представляют собой удобный объект для анализа геологических соотношений этих двух групп.

Примерно треть из учтенных нами региональных ассоциаций обнаруживает разрыв в составах между базальтоидной и кислой группами по кремнезему и другим сильно скоррелированным с ним показателям состава. Разрыв проявляется в выпадении некоторого интервала значений в выборке анализов, характеризующей ассоциацию. Во многих случаях этот разрыв (compositional gap) замечен исследователями ассоциаций. В ассоциациях, нередко называемых контрастными, риолитоидная группа обычно комбинируется с базальтоидной группой базальтового или более меланократового уклона. В этих случаях полевые границы между породами

Количественное соотношение между лавовыми массами (залегающими в потоках, покровах, куполообразных телах, жерловинах) и тефроидами в большинстве случаев соответствует классическому: в базальтоидной группе преобладают лавы, в кислой — тефроиды. Однако нередко обратные соотношения. Тефроиды преобладают, например, в базальтоидной группе ирендыкской свиты силура на Южном Урале, в неоген-четвертичных ассоциациях юга Западной Кордильеры Перуанских Анд, Гондураса и Никарагуа. Лавы в кислой группе преобладают в архее поясов Йеллоунайф и Камерон-Ривер, Канада; в триасе Кушмурунской депрессии; в позднеюрско-меловой ассоциации Наданьхада-Бикинского пояса, Приамурье; в миоцене — плиоцене Выгорлат-Гутинской гряды, Закарпатье; в четвертичных ассоциациях Ньюберри и Медисин-Лейк, США.

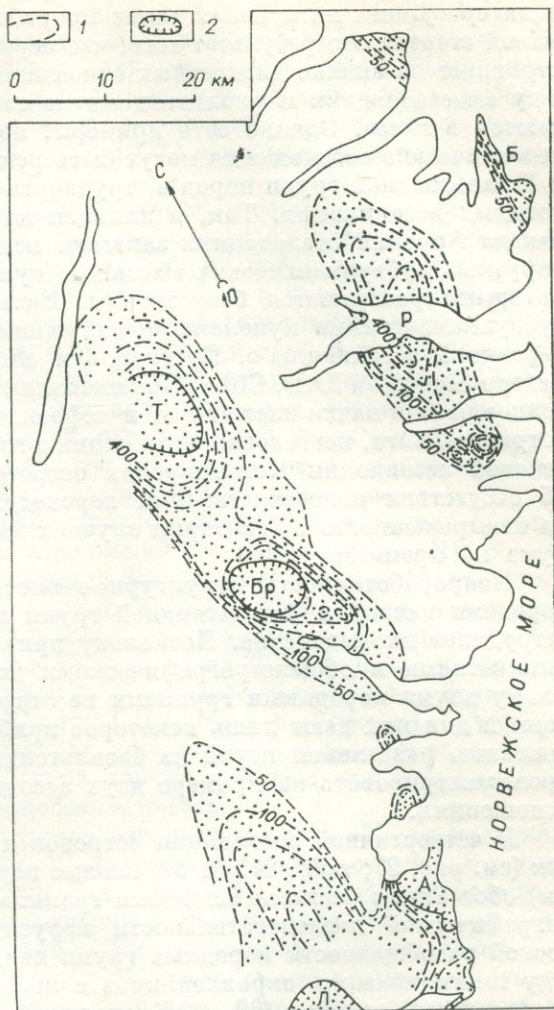
В некоторых региональных ассоциациях подчиненная кислая группа представлена только или почти только телами субвулканической фации, секущими базальтоиды (плиоцен-четвертичные гиалодацитовые куполы и жерловины Северо-Западной Армении; кислые

кислой и базальтоидной групп являются особенно резкими и бывают отражены в описаниях ассоциаций. Базальтоидная и кислая группы здесь легко разделяются, в том числе и при переслаивании пород, взаимных пересечениях, сонахождении в обломках и т. д.

Выборочный разрыв или минимум по кремнезему фиксируется также во многих ассоциациях, где риолитоиды комбинируются с группой лейкобазальтоидного уклона. Полевые границы здесь тоже могут быть резко контрастны, позволяя иногда уловить такие детали, как перемешивание кислого и базальтоидного расплавов (юго-восток гор Сан-Хуан и Йеллоустонский парк; [Lipman, 1975]). Разрыв или минимум по кремнезему (шириной в 3—5%  $\text{SiO}_2$ ) сохраняется иногда в петрохимических выборках ассоциаций с еще более лейкократовым — андезитоидным уклоном базальтоидной группы (четвертичные ассоциации островов Тонга и северо-восточной зоны пояса Кейп Фогель, Новая Гвинея; миоценовая ассоциация района Сендай на о. Хонсю; ранне-среднедевонская ассоциация Тельбеского прогиба в Кузнецком Алатау и др.).

Однако чаще при том же андезитоидном уклоне базальтоидов содержание  $\text{SiO}_2$  и другие сильно скоррелированные с ним показатели (общая меланократовость,  $\text{MgO}$ ) перестают быть признаком, выявляющим дискретность. Это затруднение было причиной выделения риолитоидно-андезитоидных ассоциаций в особый класс «непрерывных» серий, в противоположность «контрастным». Перебор часто (хотя и не всегда) позволяет выявить другие показатели, обнаруживающие выборочный разрыв или минимум распределения между базальтоидной и кислой группами. В разных случаях делящими могут оказаться общая щелочность,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , насыщенность кремнеземом ( $Q$ , по А. Н. Заваричскому), железистость и др.

Недостаточная эффективность показателей состава при разделении базальтоидной и кислой групп в подобных затруднительных случаях может быть восполнена детальной проработкой конкретных структурно-геологических отношений между этими группами пород. К сожалению,



Р и с. 29. Распределение мощностей кислых вулканических продуктов в третичной вулканической толще Восточной Исландии [Walker, 1966].

1 — изопахиты кислых пород (в метрах, от уровня моря); 2 — границы кальдер. Третичные вулканические центры: Б — Барднес, Р — Рейдарфьордур, Т — Тингмули, Бр — Брейдалур, А — Альфтафьордур, Л — Лов.

в литературных материалах такая проработка обычно отсутствует, в небольшой степени это результат того, что версия «непрерывной серии» не настраивает на анализ дискретных отношений пород. Полевые границы между андезитоидами и риолитоидами не слишком контрастны и не бросаются в глаза. Однако есть примеры, показывающие, что структурно-геологические соотношения могут быть решающими при выделении кислой и базальтоидной групп пород в труднорасчлененных риолитоидно-андезитоидных ассоциациях. Так, в плиоцен-четвертичной ассоциации северо-запада Армении гиалодациты залегают исключительно в виде четко картируемых субвулканических массивов (куполовидных и близких к ним), которыми рассекаются базальтоиды. Единичными четко картируемыми субвулканическими куполами представлена кислая группа в неоген-четвертичной ассоциации о. Бугенвиль и олигоцен-миоценовая ассоциация Северо-Западной Юты, США. По описаниям, резко отграничены от базальтоидов поля и пачки кислых лав и тефроидов в четвертичной ассоциации островов Тонга, неогеновой ассоциации юго-востока гор Сан-Хуан, палеогеновой ассоциации Командорских островов. Эти соотношения говорят об отсутствии непосредственных переходов между породами, несмотря на невыраженность в некоторых случаях выборочного разрыва или минимума по кремнезему.

Непроработанность структурно-геологических соотношений между породами кислой и базальтоидной групп в значительном числе случаев затрудняет их выделение. Поскольку приходится ограничиваться петрохимическими и общепетрографическими данными, рассортировка пород между двумя породными группами не лишена ошибок, а статистические оценки для них дают лишь некоторое приближение. Комплексную аргументацию разделения пород на базальтоидную и кислую группы можно проиллюстрировать на примере двух ассоциаций, интересных во многих отношениях.

В четвертичной ассоциации островов и подводного поднятия Кермадек (см. рис. 27; табл. 21, № 61) кислые породы (обсидианы, пемзовые туфы) обособлены резкими видимыми границами сверху и в середине стратиграфической последовательности эффузивов. Признаком минералогической разобщенности породных групп является выборочный разрыв между плагиоклазами вкрапленников в кислых (38—42% анортита) и базальтоидных породах (60—90% анортита). Кислые породы от базальтоидных оторваны по ряду петрохимических показателей (наблюдается примерно 10%-ный выборочный разрыв по  $\text{SiO}_2$ , 5%-ный по  $\text{CaO}$ ).

В четвертичной ассоциации островов и подводного поднятия Тонга (см. рис. 27; табл. 21, № 67) между базальтоидной и кислой группами не улавливается резко контрастных отношений по петрохимическим показателям (за исключением выборочного разрыва в 5 единиц по показателю  $Q$ ) и по минералогическим признакам, хотя в кислых породах появляется гиперстен повышенной железистости, а в основной массе кварц и калиевый шпат, а для базальтоидов характерны энстатит и обрастающий его маложелезистый гиперстен. Кислую группу довольно резко отличает кислый состав стекол; в базальтоидах последние сохраняют андезитобазальтовый и андезитовый состав. Кислые породы занимают обособленные площадки — острова Метис-Шоал и Фонуалеи.

Породы Метис-Шоал петрографически экзотичны — представляют собой риолитовые стекла с обильными ксенокристаллами энстатита, высокофорстеритового оливина и битовнита. Кислые породы о. Фонуалеи описывались как дациты и кислые андезиты [Ewart e. a., 1973]. Принадлежность всех вулканических пород Фонуалеи к одной породной группе подтверждается компактностью (униmodalностью) статистического распределения петрохимических и геохимических показателей по имеющейся выборке. Кроме того, все эти породы объединены специфическим местным

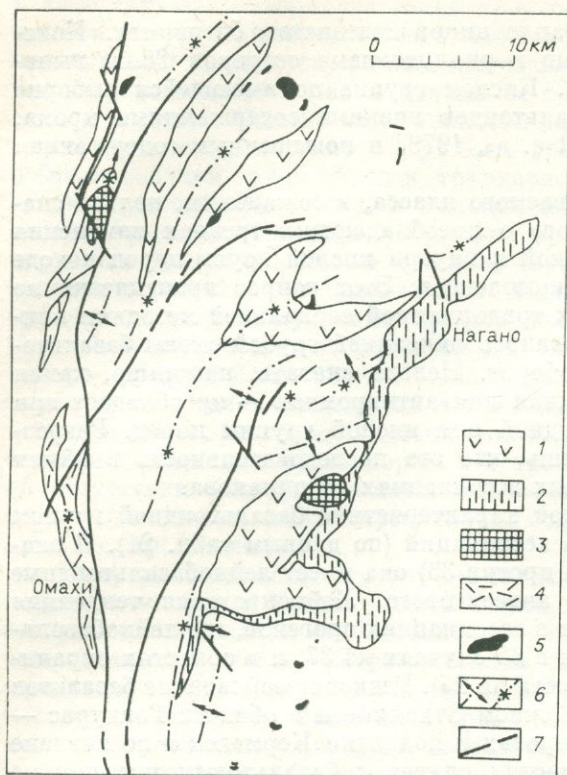
признаком — присутствием вкрапленников железистого битовнита. «Контрастность» между базальтоидами и риолитоидами островов Тонга выявляется по элементам-примесям. Кислая группа по имеющейся выборке с разрывом отделяется от базальтоидов низкими содержаниями хрома, никеля, ванадия и меди [Ewart e. a., 1973] и повышенным содержанием урана [Oversby, Ewart, 1972].

Для ассоциаций рассматриваемого класса, к сожалению, нельзя сказать почти ничего определенного о преобладающих трендах изменения состава лав внутри базальтоидной и внутри кислой групп пород в ходе формирования вулканических комплексов. Этот вопрос практически не изучен из-за того, что в рамках традиционной сериальной методики внимание исследователей ограничивалось фиксацией грубой смены базальтоидных пород кислыми или наоборот. Нельзя сказать, например, какая последовательность — гомодромная или антидромная — преобладает при формировании пород базальтоидной или кислой группы пород. Разрозненные данные показывают лишь, что эта последовательность в общем сложна и в разных региональных ассоциациях неодинакова.

Перейдем к петрохимической характеристике базальтоидной группы пород рассматриваемого класса ассоциаций (по данным табл. 21). В значимом большинстве случаев (84 против 33) она имеет лейкобазальтоидные уклоны, до андезитовидного и андезитового. Лейкократовая тенденция базальтоидов резко проявляется в ассоциациях орогенов, где лейкобазальтоидные уклоны зафиксированы в 35 случаях из 37, и в областях окраинных и внутренних морей (23 случая из 27). Редкое преобладание базальтов в орогенах зафиксировано на Южном Сахалине и в области Гондурас — Никарагуа, а в морях — на островах и поднятии Кермадек и во впадине Лау. В геосинклинальных областях случаи с базальтовым уклоном не реже чем с преобладанием лейкобазальтоидов.

Преобладает железистый уклон базальтоидов — в 37 ассоциациях против 14 с умеренномагниевым. Железистая тенденция отчетлива в упорядоченных орогенах (14 против 3 ассоциаций), базальтоиды которых, как отмечено, отличает также повышенная лейкократовость. Хотя прямая сопряженность между повышенной лейкократовостью и повышенной железистостью базальтоидов намечается отчетливо, она не слишком жесткая; в ряде случаев магниевыми оказываются даже группы андезитовидного уклона (восточный фланг Южно-Эгейской дуги, пояс Кейп-Фогель и др.). Сами зафиксированные уклоны железистости базальтоидов в разных геолого-тектонических типах областей одни и те же.

По общей щелочности базальтоидная группа в рассматриваемых ассоциациях несколько чаще имеет низкощелочной уклон, чем щелочной. При этом значительное преобладание низкощелочного (21 против 5, или более 60% случаев) устанавливается для геосинклинальных ассоциаций, по исправленным оценкам, приближенным к первичному уровню щелочности. Преобладание низкощелочного уклона базальтоидов устанавливается также для ассоциаций позднекайнозойских окраинных и внутренних морей (19 против 2 случаев умереннощелочного). В упорядоченных орогенах и на внеплатформенных материковых и шельфовых плато распространенность низкощелочного и щелочного уклонов пород базальтоидной группы не различается. В риолитоидно-базальтоидных ассоциациях материковых платформ и областей открытого океана встречаются как низкощелочной, так и щелочной уклон группы. Во многих ассоциациях развиты совместно низкощелочные и щелочные базальтоиды. В некоторых ассоциациях окраинных морей и упорядоченных орогенов при низкощелочном уклоне группы значительная часть лейкобазальтоидов оказывается весьма низкощелочной. Эти аномальные лавы имеются в четвертичных ассоциациях островов Южных Сандвичевых, Тонга и Кермадек и в неогеновых ассоциациях Выгорлат-Гутинской гряды и Гутинских гор.



Р и с. 30. Распространение кайнозойских вулканитов на севере района Фосса-Магна ([Takeshita, 1974]; схематизировано).

1 — базальтоиды неогеновые; 2 — кислые вулканиты неогеновые; 3 — базальтоиды четвертичные; 4 — кислые вулканиты четвертичные; 5 — базальтоидные интрузии кайнозоя; 6 — осевые линии складок; 7 — разломы.

риевый уклон базальтоидов до весьма высоконатриевого. Натриевый, в том числе высоконатриевый, уклон имеют базальтоиды в тех сравнительно редких геосинклинальных ассоциациях, где не зашло далеко альбитовое перерождение (миоцен-раннеплиоценовая ассоциация Южного Сахалина; миоценовая района Сендай, Япония; позднемеловая-палеогеновая Кронцкого полуострова, Камчатка; раннеюрская Северной Осетии, Главный Кавказ; раннекарбоновая Кизильского прогиба, Южный Урал).

Резко уклоняются в сторону высокой натриевости геосинклинальные базальтоиды с далеко зашедшей альбитизацией. Умереннонатриевый уклон не установлен ни в одном из учтенных случаев. Зато нередок вторичный «весьма высоконатриевый» уклон базальтоидов, иногда появляется крайне высоконатриевый уклон. Судя по единичным геосинклинальным ассоциациям с приблизительно сохранившимся первичным соотношением щелочей и предполагая, что натриевость геосинклинальных базальтоидов обычно сдвинута на один узкий класс принятой нами шкалы (см. рис. 12) или меньше, можно считать, что первичный уровень натриевости их был примерно таким, как в юных вулканических ассоциациях внутренних и окраинных морей.

В ассоциациях орогенов с упорядоченной морфоструктурой и морей базальтоидная группа в явном большинстве случаев высокоглиноземистая (соответственно 14 против 3 и 13 против 2). Высокоглиноземистый уклон иногда сопровождается развитием весьма высокоглиноземистых базальтоидов (четвертичная ассоциация Южных Сандвичевых островов; четвер-

Повышенную калиевость в рассматриваемом классе ассоциаций (натрокалиевый уклон) показывают базальтоиды севера провинции Хейлунцзян, гор Бержени, Нижнего Гарца, ирунейской серии Камчатки. В кайнозойских ассоциациях, а также в тех палеотипных, где не зашла далеко альбитизация полевых шпатов, уклон базальтоидов доходит до весьма высоконатриевого (третичное вулканическое плато Антрим; франская ассоциация Воронежской синеклизы). В общем значимо преобладают высоконатриевые уклоны над умереннонатриевым (37 против 14). Это преобладание сохраняет силу для юных ассоциаций окраинных и внутренних морей. Однако в ассоциациях упорядоченных орогенов и внеплатформенных материковых и шельфовых плато встречаемость указанных уклонов сопоставима. Единичные учтенные риолитоидно-базальтоидные ассоциации материковых платформ и открытого океана имеют нат-

тичная группа вулканов Миоко в Японии; постмиоценовая ассоциация Малых Антильских островов; миоцен-четвертичная ассоциация зоны Фосса-Магна в Центральной Японии (рис. 30); неогеновая ассоциация Курил; миоценовая ассоциация гор Бержени, Венгрия; палеогеновая Гутинских гор, Румыния). Иногда эта тенденция характеризуется как «анортозитовая», поскольку лейкобазальтоиды приближаются по петрохимическому и нормативному минералогическому составу к анортозитам. Низкоглиноземистый уклон орогенных базальтоидов отмечается в ассоциациях, обычно называемых пошонитовыми, где он сопровождается приподнятой калиево-щелочностью. В учтенных примерах для материково-шельфовых плато зафиксированы высоко- и низкоглиноземистые уклоны базальтоидов, а для материковых платформ и открытого океана пока лишь низкоглиноземистые.

В геосинклинальных областях оказывается преобладающим низкоглиноземистый уклон (17 против 3 случаев с высокоглиноземистым уклоном), причем явно за счет древних — докембрийских и палеозойских ассоциаций, где указанное соотношение составляет 17 против 1. Пока отметим, что напрашивается предположение о выносе глинозема при региональной альбитизации, хотя тот же петрохимический факт интересен как возможное проявление планетарной эволюции состава базальтоидного вулканизма.

Резко преобладают низкотитанистые уклоны базальтоидов (примерно 80 ассоциаций против 17, т. е. около 70% случаев или больше). Высокотитанистые уклоны, в том числе весьма высокотитанистый, зафиксированы только при базальтовых уклонах. Однако иногда группа базальтового уклона оказывается низко- и даже весьма низкотитанистой, т. е. сопряженность между титанистостью и меланократовостью явно не жесткая. Низкотитанистые уклоны не встречены в платформенных и океанических ассоциациях. Наиболее широкий спектр классов титанистости свойствен базальтоидам геосинклиналей, а также материковых плато. Не удалось зафиксировать высокотитанистый уклон в упорядоченных орогенах и континентализованных плато. По используемым классификационным петрохимическим показателям иногда устанавливается почти полное совпадение лавовых и субвулканических пород (например, ассоциация Саикской мульды).

Базальтоидные лавы и субвулканиды и их обломки в тефроидах называются большей частью порфиоровыми, обычно обильнопорфиоровыми. Порфиоровость статистически увеличивается от базальтов к лейкобазальтоидам, хотя среди этих последних есть афировые разновидности, а среди базальтов — немало порфиоровых. Иногда при лейкобазальтоидном уклоне породы базальтоидной группы оказываются в большинстве афировыми и скуднопорфиоровыми (неогеновая ассоциация юго-востока гор Сан-Хуан; юрская ассоциация в центральной части Трансантарктических гор; вендско-раннекембрийская ассоциация кряжа Енганэ-Пэ на Полярном Урале).

В породах от андезитодацитов до мезобазальтов преобладающей кристаллической фазой пород, в том числе во вкрапленниках, остается плагиоклаз. В мелабазальтоидах преобладание во вкрапленниках переходит к пироксену или оливину.

В лейкобазальтоидах встречаются полнокристаллические включения диоритов, габбро, троктолитов, клинопироксен-шпинелевых, плагиоклаз-рогообманково-биотитовых пород, иногда гранитоидов. В высокоглиноземистых породах отмечены существенно анортитовые кристаллические включения (Южные Сандвичевы острова), мегакристы анортита (вулканы Миоко).

Для низкощелочных базальтоидов характерно присутствие во вкрапленниках клинопироксена (авгит, иногда пижонит) совместно с ортопироксеном (гиперстен, иногда энстатит, бронзит) и основным плагиокла-

вом, вплоть до анортита. Кое-где в них появляется гранат альмандинового ряда.

Щелочные базальтоиды характеризуются несколько повышенной встречаемостью оливина, редкостью ортопироксена, часто салитовой и иногда эгириновой тенденцией клинопироксена, появлением биотита; основность плагиоклаза обычно не поднимается выше 70—75 номеров, в основной массе появляется анортит или калишпат. Содержание форстеритовой молекулы в оливинах варьирует от 50—60 до 90—98% и не отличается заметно от содержаний в низкощелочных базальтоидах. Щелочные базальтоиды в литературе часто описываются в специфической терминологии щелочных серий (как лимбургиты, анкарамиты, гавайты, муджиериты и т. д.).

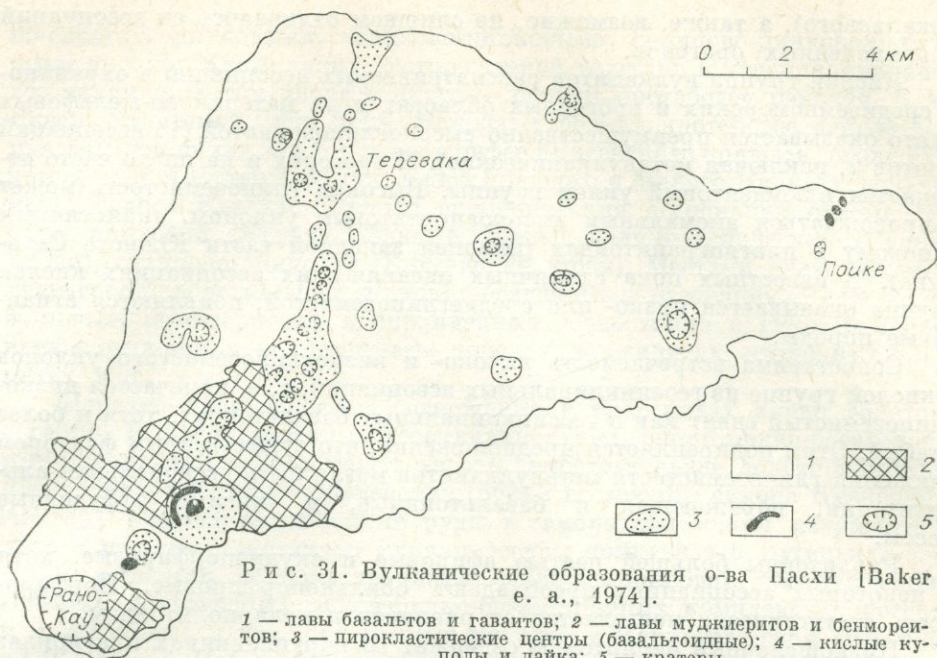
Явно редки в рассматриваемом классе ассоциаций породы с фельдшпатоидами (например, лейцитовые базальтоиды на севере провинции Хейлунцзян, на Восточно-Липарских островах, в ирунейской серии Камчатки). В базальтоидной группе могут ассоциироваться гиперстеносодержащие и фельдшпатоидные породы (ирунейская серия Камчатки).

От базальтов к андезитоидам в общем растет встречаемость первичной (вкрапленниковой) роговой обманки, хотя в андезитоидах некоторых ассоциаций этот водосодержащий минерал почти отсутствует. Обычно присутствие роговой обманки для базальтоидов упорядоченных орогенов, где, как отмечено выше, особо резко проявлен лейкократовый уклон группы.

Ученные геосинклинальные риолитоидно-базальтоидные ассоциации характеризуются вторичными минералами зеленосланцевой и дозеленосланцевой фаций и иногда низких ступеней амфиболитовой. В геосинклинальных базальтоидах почти всегда полностью замещены ортопироксен и оливин, также первичные плагиоклазы, в меньшей мере клинопироксен. Изредка первичные плагиоклазы сохранились хорошо, вплоть до тонкой первичной зонарности в них (кембро-ордовик Очэнырдско-Лемвинской зоны Приполярного и Полярного Урала; архейский комплекс Марда в Западной Австралии). В реликтовых плагиоклазах анортитовая молекула составляет 30—80%. Реликтовые вкрапленники биотита в соответствующих случаях подтверждают щелочной характер базальтоидов, устанавливаемый по химизму (миоцен-раннеплиоценовая ассоциация Южного Сахалина; позднерифейско-вендская ассоциация дворецкой свиты западного склона Урала).

Кислая группа пород в рассматриваемом классе ассоциаций в целом не проявляет сильной лейкократовой тенденции; риолитовый уклон отмечен в 25 и дацитовый — в 14 случаях, в остальных не установлено значимого преобладания лейко- или мелариолитоидов. Риолитовый уклон все-таки относительно часто встречается в областях геосинклиналей, упорядоченных орогенов и внеплатформенных континентализованных плато и менее характерен для ассоциаций внутренних и окраинных морей позднего кайнозоя, областей открытого океана и материковых платформ. Аномально меланократовой оказывается кислая группа вулканитов на островах Тонга (ацидлатитовый уклон); это сопровождается некоторыми другими необычными чертами состава (см. табл. 21, № 67), например, повышенной анортитовостью. Кислая группа чаще умеренножелезистая, чем высокожелезистая (26 против 11 ассоциаций). Экстремальный, весьма высокожелезистый уклон группы отмечен на юге провинции Хейлунцзян, на островах Вознесения и Пасхи (рис. 31).

Кислой группе пород ассоциаций рассматриваемого класса примерно одинаково свойственны низкощелочной и щелочной (обычно умереннощелочной) уклоны. Однако в геосинклинальных ассоциациях преобладает первый, в ассоциациях материковых и шельфовых плато — второй. Для упорядоченных орогенов оба уклона кислой группы характерны пример-



Р и с. 31. Вулканические образования о-ва Пасхи [Вагер е. а., 1974].

1 — лавы базальтов и габбро; 2 — лавы мударкеритов и бенморейтов; 3 — пирокластические центры (базальтоидные); 4 — кислые куполы и дайки; 5 — кратеры.

но одинаково. В окраинных и внутренних морях встречаются оба уклона. С помощью используемых классификационных подразделений четко улавливается прямая сопряженность между щелочностью ассоциирующихся кислых и базальтоидных пород. Не удалось встретить примера, где бы базальтоидная щелочная группа сопровождалась низкощелочной кислотой. Но довольно обычны обратные соотношения — кислые породы уклоняются в более щелочные классы, чем сопутствующие базальтоиды; один из примеров — хорошо изученная ассоциация западного фланга Южно-Эгейской островной вулканической цепи (см. табл. 21, № 78).

Соотношение щелочей в кислой группе в кайнотипных и неальбитизированных палеотипных ассоциациях варьирует в широких пределах — от высоконатриевого уклона (плиоцен-четвертичные риолитоиды района Арарата и центральной части подводного Галапагосского поднятия; четвертичные кислые вулканиды Центральных и Южных Курил, островов и подводного поднятия Тонга) до калиевого. Калиевые уклоны довольно редки (в 5 ассоциациях против 39). Преобладающим является уклон умереннонатриевый. Повышенный уровень калиевости кислой группы намечается для материково-шельфовых плато, где не отмечено высоконатриевых уклонов. Обычно калиевость кислой группы выше, чем у сопутствующих базальтоидов.

В метавулканических ассоциациях геосинклиналей и некоторых древних орогенов и материковых плато (см. табл. 21) четко проявлено вторичное повышение натриевости в кислой группе пород. «Высоконатриевые» уклоны здесь оказываются развиты сравнимо с остальными — умереннонатриевым, натрокалиевым и калиевым, взятыми вместе (11 против 14 ассоциаций). Это соотношение показывает, что натриевый сдвиг кислой группы в общем слабее, чем базальтоидной. Такой статистический результат представляется неизбежным, поскольку петрохимический эффект альбитизации кислых плагиоклазов меньше, чем основных, а калишпаты устойчивее к альбитизации, чем плагиоклазы. Первичное распределение геосинклинальных кислых вулканидов по классам натриевости — калиевости могло приближаться к таковому юных ассоциаций внутренних и окраинных морей (где фиксируются уклоны от высоконатриевого до нат-

рокалиевого), а также, возможно, не слишком отличалось от ассоциаций упорядоченных орогенов.

Кислая группа вулканитов рассматриваемых ассоциаций в окраинно-и средиземноморских и орогенных областях и на материково-шельфовых плато оказывается преимущественно высокоглиноземистой (14 ассоциаций против 2, исключая метавулканические). В орогенах и на плато часто отмечается плюмазитовый уклон группы. Высокая глиноземистость может сопровождаться аномальным высокоанортитовым уклоном, аналогичным таковому в плагиогранитоидах (плиоцен западной части Южного Сахалина). В известных пока единичных океанических ассоциациях кислая группа оказывается низко- или среднеглиноземистой, появляются агапайтовые породы.

Сопоставима встречаемость высоко- и низкоглиноземистого уклонов в кислой группе из геосинклинальных ассоциаций, т. е. намечается низкоглиноземистый сдвиг как в геосинклинальных базальтоидах, хотя и более слабый. Этим подкрепляется предположение, что существенным фактором снижения глиноземистости метавулкаников могла быть региональная альбитизация, поражающая и базальтоидные, и кислые эффузивные массы.

Риолитоиды большей частью афировые и скуднопорфировые, хотя в некоторых ассоциациях преобладают обильнопорфировые. Порфиروность статистически повышается от риолитов к мелариолитоидам.

Низкощелочные риолитоиды содержат во вкрапленниках плагиоклаз (от олигоклаза до лабрадора и даже битовнита) и кварц, нередко также роговую обманку, клинопироксен и гиперстен, изредка гранат (в плюмазитовых разновидностях), топаз. Калиевые полевые шпаты появляются только в основной массе. Щелочные разновидности могут отличаться вкрапленниками анортотклаза и биотита, статистически несколько более кислым составом плагиоклаза (хотя в ядрах зерен встречается лабрадор), более угнетенным развитием кварца, появлением рибекита и других щелочных темноцветных, изредка железистого оливина. Клинопироксен и гиперстен остаются довольно часто встречающимися, но скудными минералами вкрапленников. В метавулканических (геосинклинальных и др.) ассоциациях породы кислой группы несколько лучше, чем базальтоиды, сохраняют реликты первичной минералогии (альбит-олигоклаз, калишпат, иногда анортотклаз).

В туфах и лавах кислой группы встречаются ксенолиты гранитоидного состава (иногда с признаками проплавления вдоль границ между зернами), ксенокристаллы граната, андалузита, силлиманита и др. Улавливается прямая сопряженность между породами обломков гранитоидов и вмещающими эффузивами по общей щелочности, соотношению натрия и калия, иногда по другим показателям. В частности, на островах Кермадек, где кислые эффузивы представлены аномальными низкощелочными, весьма низкокалиевыми породами, в них встречаются блоки — ксенолиты столь же аномальных низкощелочных и низкокалиевых гранитоидов.

В ряде случаев риолитоидно-базальтоидные комплексы увязываются в вулканоплутонические ассоциации с примерно одновременными и несколько более поздними крупными интрузиями базитов и гранитоидов. Такая увязка часто бывает возможна в областях орогенов и материковых плато, иногда также в геосинклинальных разрезах. В последних гранитоидная группа часто оказывается повышено меланократовой, плагиогранитоидной по минеральному составу. В геосинклинальных разрезах базальтоидные метавулканические толщи вместе с подчиненными кислыми вулканитами нередко объединяются в офиолитовые комплексы с перидотитами и габброидами.

Риолитоидно-базальтоидные формации нередко сопровождаются массивными серно- и медноколчеданными, массивными и вкрапленными мед-

но-свинцово-цинковыми, свинцово-цинковыми, свинцово-цинково-баритовыми рудами. Много таких месторождений известно в геосинклинальных ассоциациях, в том числе в архее — раннем протерозое районов Блэк-Ривер, Матагами, Бичи-Лейк, Канада; в раннем протерозое района Кюрувеси, Финляндия, и в Карелии; в рифее Енисейского кряжа; в девоне Южного Урала и Рудного Алтая; в юре Главного и Малого Кавказа, верхнем мелу Малого Кавказа. Рудная специализация ассоциаций оказывается медно-цинковой (Канада, Южный Урал), полиметаллической (Рудный Алтай), свинцово-цинковой (Енисейский кряж). Местами руды представляют собой слоистые эксгальционно-осадочные образования. Чаще же это жильные, штокверковые и вкрапленные образования в гидротермально измененных зонах — хлоритовых породах, пропилитах, вторичных кварцитах и т. д.

Нередко промышленные содержания в этих рудах имеют золото и серебро. В полях развития геосинклинальных риолитоидно-базальтоидных ассоциаций золото может давать самостоятельное золото-кварцевое или золото-сульфидное оруденение (рифей восточного склона Кузнецкого Алатау). Медные вкрапленные руды и самородное золото разрабатывались в неоген-четвертичном вулканическом комплексе о. Бугенвиль.

Сульфидные месторождения со свинцово-цинковой специализацией известны в третичных риолитоидно-базальтоидных комплексах орогенов и материковых плато (ряд рудных районов в Карнатах, горы Сан-Хуан в США и др.). Месторождения бывают интересны на попутное золото и серебро, иногда на ртуть, сурьму, мышьяк. Золото-серебряные месторождения в тех же геолого-тектонических обстановках известны в третичных ассоциациях гор Сан-Хуан и Гутинских гор и в позднемеловых риолитоидно-базальтоидных ассоциациях Охотско-Чукотского пояса. Здесь же имеются промышленные медно-молибденовые руды.

Для наиболее многочисленных медных и полиметаллических месторождений выявляется предпочтительная связь с низкощелочными ассоциациями, в которых базальтоиды имеют лейкобазальтоидный, андезитовый, андезитовый уклон, хотя не запрещен и базальтовый (Кюрувеси, Финляндия). Иногда может быть умереннощелочной базальтоидная группа (рудноносные ассоциации неогена гор Сан-Хуан и рифей центральной зоны севера Енисейского кряжа) или кислая (Бичи-Лейк, Канада). В рудоносных ассоциациях медно-полиметаллического профиля базальтоидная группа по соотношению щелочей варьирует от высоконатриевого до натрокалиевого, а кислая — от натриевого до калиевого уклонов. Сопряженность разных типов медно-полиметаллического оруденения с химизмом вулканических ассоциаций рассматриваемого класса не слишком тесная. В одной и той же вулканической ассоциации могут залегать, например, медноколчеданные, свинцово-цинковые и цинково-свинцово-баритовые месторождения (верхний мел Сомхето-Карабахской зоны Кавказа). Многими наблюдениями подтверждается давно подмеченная предпочтительная связь оруденения с массами кислых пород — эффузивных, субвулканических и более глубинных, несмотря на их подчиненное развитие в рассматриваемом классе формаций.

Стекловатые кислые лавы нередко пригодны как сырье для вспученных материалов. Высококалиевые кислые вулканы применяются в производстве керамики и стекла.

— Существенно базальтоидные ассоциации с кислой и щелочно-салической группами пород. Эти ассоциации уступают по распространенности более простым риолитоидно-базальтоидным. Удалось подобрать около трех десятков примеров с более или менее удовлетворительно изученным составом (табл. 22). Наиболее древние из них относятся к верхнему протерозою. На более древних уровнях такие ассоциации, по-видимому, исчезающе редки.

## Петрохимические данные для существенно базальтоидных ассоциаций с кислой и щелочносалической группами пород

Номер	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
П л а т ф о р м ы										
1а	47,69	1,73	15,57	4,79	7,45	7,15	10,86	2,82	1,04	0,71
	2,56	0,58	2,06	2,47	2,41	2,62	1,57	0,60	0,47	0,31
б	60,38	0,77	20,24	3,50	1,11	0,99	2,14	5,76	4,61	0,31
	1,43	0,22	1,22	1,19	0,63	0,29	0,85	0,71	0,45	0,13
в	78,12	0,08	11,21	0,48	1,33	0,00	0,35	1,14	7,28	—
2а	51,37	2,32	16,57	4,71	5,97	4,65	8,17	3,61	1,89	0,56
	3,62	0,84	1,63	1,67	1,83	3,03	2,83	1,12	1,01	0,23
б	70,75	0,48	13,67	2,72	1,90	0,26	1,05	4,46	4,46	0,10
	3,27	0,22	2,01	1,78	1,18	0,18	0,78	0,98	0,69	0,12
в	61,97	0,55	18,16	3,33	2,54	0,57	2,01	5,81	4,63	0,18
	2,92	0,25	2,00	1,49	1,58	0,38	1,09	0,99	0,71	0,13
3а	48,46	2,33	15,29	5,00	7,66	6,41	9,75	3,13	1,48	0,39
	2,78	0,90	2,39	2,62	2,54	2,53	2,10	1,04	1,13	—
б	72,24	1,37	12,26	3,28	1,47	0,34	0,89	4,68	4,34	0,14
	3,50	0,38	2,18	1,83	1,29	0,27	0,91	1,08	0,79	—
в	61,24	0,27	18,27	3,58	1,63	0,39	1,41	7,61	5,42	0,11
	3,78	0,24	1,98	1,37	1,36	0,31	0,76	1,45	1,09	—
М а т е р и к о в о - ш е л ь ф о в ы е п л а т о										
4а	48,57	2,70	15,80	3,32	8,65	6,94	8,31	3,55	1,31	0,64
	2,38	0,95	0,99	1,61	1,67	1,83	0,67	0,63	0,44	0,25
б	67,06	0,13	17,65	3,17	1,05	0,48	1,17	4,88	4,09	0,06
в	65,09	0,91	16,78	1,40	2,50	0,39	1,18	6,38	4,98	0,07
5а	52,08	2,14	15,64	3,12	7,01	6,17	7,66	3,42	2,25	0,34
	5,47	0,65	0,84	0,93	2,31	3,58	1,88	0,53	1,30	0,35
б	71,02	0,40	13,34	1,96	2,48	0,17	0,77	4,38	5,26	0,14
	3,2	0,19	2,02	1,00	1,24	0,22	0,66	0,57	0,69	—
в	61,30	0,89	18,55	3,14	1,88	0,53	2,41	5,27	5,62	0,30
	3,27	0,49	0,97	1,03	0,81	0,60	1,31	0,75	0,49	0,19
6а	47,81	2,61	16,51	5,19	6,12	5,54	8,67	4,54	1,94	0,86
	3,99	0,85	1,66	2,34	2,52	2,95	2,32	1,21	0,77	0,36
б	59,48	0,60	18,32	3,71	2,30	0,67	2,27	7,90	4,32	0,18
	3,82	0,30	2,28	1,65	2,12	0,49	1,20	1,89	0,79	0,15
в	68,23	0,27	15,36	2,69	1,69	0,24	1,12	5,69	4,53	0,04
7а	51,91	2,37	17,89	4,74	4,24	3,77	7,62	4,20	2,56	0,64
	4,14	0,94	1,64	2,04	2,37	1,84	1,98	1,04	0,85	—
б	62,12	0,39	17,98	3,42	0,40	0,37	2,86	6,97	5,18	0,25
	2,18	0,32	0,84	1,08	0,49	0,50	1,18	1,40	1,12	—
в	70,88	0,29	14,30	2,07	0,49	0,35	1,28	5,19	5,02	0,11
	4,08	0,35	2,04	1,54	0,46	0,39	0,64	1,12	0,71	—
8а	47,77	2,50	16,13	3,96	8,26	6,28	8,29	4,27	1,55	0,80
	2,05	0,59	1,87	3,16	2,74	2,85	1,38	0,95	0,60	0,45

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
б	58,31	0,61	18,17	4,80	2,64	0,64	2,13	7,59	4,62	0,26
	3,17	0,33	1,51	1,84	1,71	0,51	1,11	1,88	0,76	0,20
в	69,51	0,36	12,32	3,39	2,70	0,05	0,62	5,79	5,05	0,05
	4,48	0,22	1,40	1,88	2,55	0,05	0,38	1,58	0,66	0,03
9а	49,77	1,47	15,51	4,51	5,70	6,80	9,45	4,07	1,63	0,92
	6,16	0,38	1,14	2,53	2,47	2,07	2,60	0,65	0,54	0,68
б	68,28	0,39	15,74	2,28	0,55	1,40	3,72	4,62	2,71	0,27
10а	51,93	2,46	16,41	4,23	5,74	4,37	7,40	4,26	2,36	0,90
	3,32	0,74	1,66	1,14	1,51	2,51	2,27	1,12	0,84	—
б	64,07	0,76	16,86	2,71	2,15	0,36	1,46	5,38	6,09	0,17
	2,07	0,42	0,99	1,44	1,43	0,31	0,99	1,07	0,44	—
в	72,09	0,21	14,25	1,49	0,57	0,19	0,20	5,79	5,12	0,07
	2,22	0,11	1,16	0,87	0,89	0,17	0,24	0,75	0,33	—
11а	56,33	0,79	18,07	3,80	4,12	3,79	7,53	3,34	1,83	0,28
	4,19	0,54	1,99	1,87	2,14	2,50	1,76	1,00	0,79	—
б	69,61	0,52	15,19	2,90	0,71	0,61	2,28	4,10	4,02	0,16
	3,13	0,17	1,65	1,55	0,42	0,51	1,28	0,68	0,84	—
в	61,86	0,38	18,22	3,26	1,30	1,47	3,40	4,16	5,82	0,10
	2,65	0,39	1,51	1,21	0,39	0,94	1,84	0,69	0,84	—
12а	50,71	2,25	15,77	4,02	7,52	5,96	7,93	3,67	1,40	0,62
	76,32	0,17	12,77	1,07	0,76	0,16	0,47	3,77	4,96	0,03
в	61,71	0,69	16,45	2,79	4,12	0,75	2,64	5,45	4,98	0,28
13а	52,82	1,26	17,39	4,43	5,37	5,33	7,45	3,35	1,64	0,35
	62,42	0,62	17,67	3,76	1,80	1,63	3,48	4,72	3,52	0,25
в	69,03	0,58	15,81	1,67	1,48	0,50	1,70	4,94	4,14	0,08
14а	49,36	2,64	17,06	4,03	6,74	4,57	7,54	4,53	2,33	1,07
	4,11	0,71	1,44	1,76	2,00	2,92	2,17	1,04	0,75	0,59
б	74,10	0,21	13,23	2,01	0,60	0,17	0,39	4,44	4,79	0,03
	3,62	0,14	1,65	1,62	0,52	0,16	0,39	1,08	0,52	0,03
в	61,88	0,55	17,41	3,68	1,88	0,51	2,22	6,37	5,18	0,20
	1,29	0,28	0,66	1,07	0,69	0,31	0,99	0,45	0,38	0,12
15а	55,88	0,97	17,15	4,48	3,13	4,60	6,39	3,67	3,19	0,45
	4,08	0,60	1,94	1,71	1,57	1,99	1,69	0,82	1,21	—
б	72,65	0,37	14,49	1,67	0,87	0,55	1,72	4,05	3,54	0,14
	3,33	0,25	1,82	0,86	0,45	0,57	0,90	0,60	1,25	—
в	62,22	0,43	18,15	2,77	1,30	1,25	2,67	5,49	5,41	0,27
	2,61	0,17	0,94	1,00	0,40	0,51	1,01	0,74	0,67	0,10
16а	57,44	0,81	18,26	4,65	2,67	4,40	5,31	3,55	2,61	0,18
	71,39	0,29	15,08	1,73	1,23	0,61	1,11	3,94	4,51	0,06
в	63,58	0,42	17,32	2,87	2,08	1,53	2,31	4,72	4,88	0,20
17а	48,68	3,04	15,91	5,71	6,78	5,96	8,25	3,41	1,46	0,58
	2,54	0,71	1,47	2,72	2,90	2,42	1,87	0,72	0,75	0,22
б	59,78	1,08	17,24	4,91	2,45	1,17	2,63	5,43	4,71	0,35
	2,58	0,44	0,88	3,14	1,78	0,70	0,93	0,64	1,14	0,18
в	70,27	0,76	15,12	3,02	0,59	0,29	0,71	3,13	5,94	0,11
18а	50,43	1,72	17,99	5,90	5,09	4,68	7,43	4,24	1,85	0,56
	2,79	0,50	0,99	1,98	1,92	1,44	1,92	0,88	0,98	—

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
б	$\frac{61,05}{3,59}$	$\frac{0,62}{0,28}$	$\frac{17,67}{1,39}$	$\frac{4,90}{1,54}$	$\frac{2,41}{1,50}$	$\frac{0,70}{0,46}$	$\frac{1,70}{1,08}$	$\frac{5,92}{0,99}$	$\frac{5,02}{1,16}$	$\frac{0,16}{—}$
	$\frac{69,36}{2,86}$	$\frac{0,55}{0,17}$	$\frac{14,33}{1,58}$	$\frac{4,20}{1,71}$	$\frac{1,16}{0,78}$	$\frac{0,46}{0,24}$	$\frac{0,64}{0,35}$	$\frac{4,30}{1,22}$	$\frac{4,80}{1,16}$	$\frac{0,10}{—}$
Параллельноупорядоченные орогены										
19а	$\frac{51,89}{4,00}$	$\frac{1,74}{0,40}$	$\frac{17,28}{1,95}$	$\frac{4,89}{5,40}$	$\frac{5,34}{5,87}$	$\frac{4,59}{3,38}$	$\frac{7,72}{2,15}$	$\frac{4,16}{1,12}$	$\frac{2,09}{1,49}$	$\frac{0,38}{—}$
	б	62,89	0,28	18,84	2,89	1,51	0,84	1,27	6,14	5,20
в	69,18	0,38	13,18	3,82	2,35	0,43	0,60	5,50	4,41	—
20а	$\frac{53,37}{2,81}$	$\frac{1,95}{0,82}$	$\frac{17,54}{0,99}$	$\frac{7,36}{2,10}$	$\frac{2,49}{1,57}$	$\frac{3,30}{1,33}$	$\frac{5,97}{1,80}$	$\frac{4,58}{1,04}$	$\frac{3,00}{0,99}$	$\frac{0,44}{—}$
	б	$\frac{71,44}{2,88}$	$\frac{0,33}{0,21}$	$\frac{15,03}{1,38}$	$\frac{1,86}{1,13}$	$\frac{0,65}{0,48}$	$\frac{0,48}{0,43}$	$\frac{0,86}{0,54}$	$\frac{4,32}{1,07}$	$\frac{4,88}{1,04}$
в	$\frac{63,60}{1,81}$	$\frac{0,68}{0,23}$	$\frac{17,75}{0,94}$	$\frac{3,30}{1,30}$	$\frac{1,03}{0,76}$	$\frac{0,97}{0,46}$	$\frac{1,50}{0,87}$	$\frac{5,52}{0,84}$	$\frac{5,33}{1,28}$	$\frac{0,23}{—}$
21а	$\frac{53,68}{3,17}$	$\frac{1,44}{0,42}$	$\frac{18,74}{1,05}$	$\frac{4,65}{1,66}$	$\frac{3,78}{2,16}$	$\frac{3,39}{1,34}$	$\frac{5,89}{1,79}$	$\frac{4,37}{1,07}$	$\frac{3,21}{1,05}$	$\frac{0,74}{0,26}$
	б	$\frac{69,81}{3,00}$	$\frac{0,39}{0,15}$	$\frac{15,89}{1,47}$	$\frac{2,41}{0,90}$	$\frac{0,88}{0,65}$	$\frac{0,73}{0,41}$	$\frac{1,21}{1,01}$	$\frac{5,51}{1,10}$	$\frac{3,02}{1,70}$
в	64,36	0,76	19,03	2,45	0,71	0,59	0,90	5,95	4,98	0,25
22а	$\frac{56,28}{3,78}$	$\frac{1,16}{0,34}$	$\frac{17,47}{1,19}$	$\frac{4,35}{1,92}$	$\frac{3,27}{1,52}$	$\frac{4,70}{2,29}$	$\frac{5,28}{1,93}$	$\frac{4,48}{0,70}$	$\frac{2,52}{0,82}$	$\frac{0,38}{0,20}$
	б	$\frac{75,57}{2,12}$	$\frac{0,41}{0,37}$	$\frac{13,08}{1,21}$	$\frac{0,56}{0,46}$	$\frac{1,19}{0,38}$	$\frac{0,34}{0,15}$	$\frac{0,55}{0,14}$	$\frac{3,89}{0,69}$	$\frac{4,24}{0,64}$
в	$\frac{64,65}{1,12}$	$\frac{0,55}{0,42}$	$\frac{17,28}{0,76}$	$\frac{3,20}{0,28}$	$\frac{0,77}{0,11}$	$\frac{1,52}{1,24}$	$\frac{1,72}{0,87}$	$\frac{5,14}{0,68}$	$\frac{4,99}{0,83}$	$\frac{0,20}{—}$
23а	$\frac{53,78}{3,48}$	$\frac{1,32}{0,42}$	$\frac{17,43}{1,38}$	$\frac{4,77}{2,19}$	$\frac{4,76}{2,10}$	$\frac{3,93}{1,38}$	$\frac{6,77}{2,12}$	$\frac{4,16}{0,85}$	$\frac{2,25}{1,12}$	$\frac{0,68}{0,50}$
	б	$\frac{70,96}{3,90}$	$\frac{0,45}{0,27}$	$\frac{14,46}{1,60}$	$\frac{1,54}{1,07}$	$\frac{2,07}{1,39}$	$\frac{0,53}{0,53}$	$\frac{1,40}{1,18}$	$\frac{4,87}{0,97}$	$\frac{3,51}{1,47}$
в	$\frac{62,20}{2,17}$	$\frac{0,68}{0,30}$	$\frac{17,99}{0,90}$	$\frac{2,46}{1,60}$	$\frac{3,54}{1,44}$	$\frac{1,20}{0,52}$	$\frac{2,95}{1,17}$	$\frac{5,54}{1,12}$	$\frac{3,05}{1,04}$	$\frac{0,24}{0,11}$
Окраинное море										
24а	$\frac{49,84}{3,60}$	$\frac{0,82}{0,16}$	$\frac{15,39}{3,01}$	$\frac{5,10}{0,90}$	$\frac{4,37}{1,41}$	$\frac{6,20}{3,13}$	$\frac{10,96}{3,46}$	$\frac{4,11}{1,66}$	$\frac{2,51}{0,76}$	$\frac{0,49}{0,12}$
	б	56,87	0,40	21,86	2,49	1,77	1,05	3,26	5,02	6,89
в	69,30	0,30	16,40	1,48	0,47	0,42	0,56	6,02	4,94	0,01
Океаны										
25а	$\frac{49,00}{3,21}$	$\frac{2,74}{0,78}$	$\frac{15,13}{1,22}$	$\frac{3,39}{1,63}$	$\frac{8,70}{1,54}$	$\frac{6,59}{2,72}$	$\frac{9,97}{1,80}$	$\frac{3,21}{0,72}$	$\frac{0,71}{0,47}$	$\frac{0,37}{0,18}$
	б	68,74	0,69	13,98	3,78	2,14	0,48	1,12	5,79	3,10
в	62,09	0,25	16,80	2,28	4,85	0,57	2,31	7,22	3,26	0,07
26а	48,81	1,90	16,51	—	—	6,32	9,22	3,26	1,55	0,66
	б	60,31	0,24	19,13	3,47	1,85	1,07	1,81	6,17	5,45
в	71,52	0,30	14,65	1,62	1,37	0,46	0,73	4,12	4,92	0,27

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Геосинклинальные области										
27a	<u>55,97</u> <u>3,74</u>	<u>0,85</u> <u>0,45</u>	<u>18,85</u> <u>2,07</u>	<u>4,19</u> <u>1,46</u>	<u>3,68</u> <u>1,68</u>	<u>3,34</u> <u>1,54</u>	<u>6,60</u> <u>2,13</u>	<u>3,57</u> <u>0,88</u>	<u>2,58</u> <u>1,58</u>	<u>0,38</u> —
б	<u>71,31</u> <u>3,03</u>	<u>0,31</u> <u>0,13</u>	<u>14,79</u> <u>1,75</u>	<u>2,00</u> <u>0,92</u>	<u>1,28</u> <u>0,78</u>	<u>0,84</u> <u>0,45</u>	<u>2,32</u> <u>1,25</u>	<u>3,71</u> <u>0,77</u>	<u>3,21</u> <u>1,22</u>	<u>0,13</u> —
в	<u>59,37</u> <u>3,16</u>	<u>0,53</u> <u>0,30</u>	<u>19,97</u> <u>2,51</u>	<u>2,62</u> <u>0,97</u>	<u>1,86</u> <u>0,89</u>	<u>0,90</u> <u>0,64</u>	<u>2,93</u> <u>1,33</u>	<u>4,82</u> <u>1,27</u>	<u>6,78</u> <u>1,92</u>	<u>0,33</u> —
28a	54,81	0,83	16,49	5,00	5,17	4,75	5,98	4,79	1,95	0,11
б	69,36	0,40	15,77	2,79	2,80	1,02	1,74	5,22	0,87	—
в	59,11	0,55	20,76	2,27	4,67	1,28	0,91	9,28	0,76	0,16
29a	53,17	0,89	18,57	4,36	5,67	5,89	6,35	4,06	0,73	0,15
б	72,07	0,41	14,13	1,80	2,43	1,39	1,32	5,27	1,00	0,11
в	64,49	0,61	18,39	3,43	2,27	1,22	0,98	8,23	0,18	0,14
30a	<u>51,59</u> <u>3,89</u>	<u>0,80</u> <u>0,20</u>	<u>17,69</u> <u>2,18</u>	<u>5,23</u> <u>1,98</u>	<u>5,41</u> <u>2,20</u>	<u>4,28</u> <u>2,14</u>	<u>7,54</u> <u>2,55</u>	<u>4,03</u> <u>1,43</u>	<u>2,70</u> <u>1,64</u>	<u>0,49</u> —
б	<u>63,12</u> <u>2,29</u>	<u>0,37</u> <u>0,08</u>	<u>18,93</u> <u>1,31</u>	<u>1,71</u> <u>0,94</u>	<u>2,33</u> <u>1,17</u>	<u>1,49</u> <u>0,68</u>	<u>1,50</u> <u>1,17</u>	<u>4,48</u> <u>1,60</u>	<u>5,67</u> <u>1,71</u>	<u>0,23</u> —
в	71,02	0,23	15,32	1,35	1,92	0,56	0,90	3,92	4,49	0,09
31a	<u>51,18</u> <u>2,89</u>	<u>2,05</u> <u>0,71</u>	<u>17,01</u> <u>1,62</u>	<u>3,67</u> <u>1,46</u>	<u>8,10</u> <u>2,52</u>	<u>4,65</u> <u>2,27</u>	<u>7,39</u> <u>1,99</u>	<u>4,06</u> <u>1,02</u>	<u>1,21</u> <u>0,99</u>	<u>0,58</u> <u>0,33</u>
б	<u>67,94</u> <u>3,36</u>	<u>0,69</u> <u>0,42</u>	<u>16,55</u> <u>1,93</u>	<u>2,00</u> <u>0,99</u>	<u>2,81</u> <u>1,30</u>	<u>0,69</u> <u>0,46</u>	<u>1,60</u> <u>1,42</u>	<u>4,92</u> <u>1,38</u>	<u>2,51</u> <u>1,34</u>	<u>0,17</u> <u>0,07</u>
в	<u>61,68</u> <u>1,97</u>	<u>0,84</u> <u>0,29</u>	<u>17,98</u> <u>1,35</u>	<u>1,96</u> <u>1,29</u>	<u>3,58</u> <u>1,10</u>	<u>0,85</u> <u>0,63</u>	<u>3,19</u> <u>1,48</u>	<u>5,38</u> <u>0,96</u>	<u>4,17</u> <u>1,56</u>	<u>0,20</u> <u>0,03</u>
32a	<u>46,56</u> <u>2,03</u>	<u>3,48</u> <u>0,73</u>	<u>15,19</u> <u>1,71</u>	<u>8,77</u> <u>4,09</u>	<u>6,86</u> <u>3,49</u>	<u>6,03</u> <u>2,29</u>	<u>7,87</u> <u>2,78</u>	<u>3,01</u> <u>1,06</u>	<u>1,51</u> <u>1,02</u>	<u>0,72</u> —
б	<u>62,03</u> <u>2,54</u>	<u>0,82</u> <u>0,13</u>	<u>17,84</u> <u>1,63</u>	<u>7,08</u> <u>1,55</u>	<u>1,59</u> <u>0,96</u>	<u>0,67</u> <u>0,55</u>	<u>0,82</u> <u>1,05</u>	<u>4,76</u> <u>1,16</u>	<u>4,16</u> <u>1,67</u>	<u>0,14</u> <u>0,14</u>
в	<u>67,24</u> <u>5,04</u>	<u>0,68</u> <u>0,26</u>	<u>13,92</u> <u>1,88</u>	<u>6,49</u> <u>2,47</u>	<u>1,93</u> <u>0,93</u>	<u>0,66</u> <u>0,35</u>	<u>0,81</u> <u>0,60</u>	<u>3,66</u> <u>0,93</u>	<u>4,45</u> <u>0,88</u>	<u>0,07</u> —
33a	<u>51,30</u> <u>2,36</u>	<u>2,06</u> <u>0,87</u>	<u>15,89</u> <u>1,65</u>	<u>5,98</u> <u>2,39</u>	<u>5,63</u> <u>2,05</u>	<u>4,95</u> <u>1,90</u>	<u>7,85</u> <u>2,64</u>	<u>4,87</u> <u>1,10</u>	<u>1,00</u> <u>1,17</u>	<u>0,39</u> —
б	<u>69,44</u> <u>3,36</u>	<u>0,49</u> <u>0,24</u>	<u>13,90</u> <u>1,26</u>	<u>3,55</u> <u>2,55</u>	<u>2,84</u> <u>1,38</u>	<u>0,63</u> <u>0,51</u>	<u>1,10</u> <u>0,79</u>	<u>5,85</u> <u>1,18</u>	<u>2,03</u> <u>1,67</u>	<u>0,13</u> —
в	<u>60,71</u> <u>0,70</u>	<u>0,87</u> <u>0,42</u>	<u>17,48</u> <u>1,11</u>	<u>4,81</u> <u>1,26</u>	<u>2,67</u> <u>1,37</u>	<u>1,89</u> <u>1,38</u>	<u>2,40</u> <u>1,08</u>	<u>6,95</u> <u>0,33</u>	<u>2,02</u> <u>2,03</u>	<u>0,49</u> —

1. Неоген-четвертичная ассоциация Южного Киву [Denaeyer e. a., 1965]. а. Базальтоидная группа (27 ан.), в том числе нефелинсодержащие породы. б. Щелочносалическая группа (12 ан.). в. Кислая группа (2 ан.).

2. Кайнозойская ассоциация области Тибести, Чад [Vincent, 1963]. а. Базальтоидная группа (42 ан.). б. Кислая группа (25 ан.). в. Щелочносалическая группа (12 ан.).

3. Третичная ассоциация Эфиопии и Сомали (внерифтовая; [Mohr, 1970, 1971 и др.; Wotzu e. a., 1975]). а. Базальтоидная группа (97 ан.;  $P_2O_5$  — 76 ан.), в том числе нефелинсодержащие породы. б. Кислая группа (35 ан.;  $P_2O_5$  — 14 ан.), в том числе агпайтовые породы. в. Щелочносалическая группа (21 ан.;  $P_2O_5$  — 11 ан.), в том числе агпайтовые и нефелинсодержащие породы.

4. Плиоцен-четвертичная ассоциация гор Маунт-Тэйлор, юго-восток плато Колорадо [Hunt, 1938; Lipman, Moench, 1972]. а. Базальтоидная группа (18 ан.), в том числе анальцимсодержащие породы. б. Кислая группа (2 ан.;  $P_2O_5$  — 1 ан.). в. Щелочносалическая группа (1 ан.).

5. Неоген-четвертичная ассоциация островов Оки, Япония [Uchimizu, 1966; Tiba, 1972]. а. Базальтоидная группа (17 ан.). б. Кислая группа (23 ан.;  $P_2O_5$  — 18 ан.), в том числе агпаитовые породы. в. Щелочносалическая группа (7 ан.).

6. Миоцен-четвертичная ассоциация провинции Халлетт-Мельбурн, Антарктида [Nathan, Schulte, 1968; Hamilton, 1972; Kyle, Rankin, 1976]. а. Базальтоидная группа (30 ан.), в том числе нефелин- и анальцимсодержащие породы. б. Щелочносалическая группа (8 ан.), в том числе агпаитовые и нефелинсодержащие породы. в. Кислая группа (3 ан.), в том числе агпаитовые породы.

7. Олигоцен-четвертичная ассоциация района Пюи-Мон-Дор-Канталь, Овернь, Франция [Bentor, 1954; Brousse, 1961a, б; Jung, Brousse, 1962; Brousse, Varet, 1966; Vatin-Perignon, Goer de Herve, 1966; Varet, 1969; и др.]. а. Базальтоидная группа (63 ан.;  $P_2O_5$  — 57 ан.). б. Щелочносалическая группа (19 ан.;  $P_2O_5$  — 17 ан.), в том числе агпаитовые и нефелинсодержащие породы. в. Кислая группа (17 ан.;  $P_2O_5$  — 9 ан.), в том числе агпаитовые породы.

8. Эоцен-четвертичная ассоциация Земли Мэри Бэрд, Западная Антарктида [Лопатин, Поляков, 1976]. а. Базальтоидная группа (37 ан.), в том числе анальцимсодержащие породы. б. Щелочносалическая группа (23 ан.), в том числе агпаитовые и нефелинсодержащие породы. в. Кислая группа (12 ан.;  $P_2O_5$  — 11 ан.), в том числе агпаитовые породы.

9. Плиоценовая ассоциация северо-востока Нью-Мексико [Stobbe, 1949; Aoki, 1967a; Stormer, 1972]. а. Базальтоидная группа (29 ан.), в том числе породы с нефелином, анальцимом, гаюином. б. Кислая группа (2 ан.).

10. Миоценовая ассоциация гор Нандеуор, Восточная Австралия [Jorlin, 1963; Abott, 1968]. а. Базальтоидная группа (12 ан.;  $P_2O_5$  — 9 ан.). б. Щелочносалическая группа (9 ан.;  $P_2O_5$  — 4 ан.), в том числе агпаитовые породы. в. Кислая группа (6 ан.;  $P_2O_5$  — 5 ан.), в том числе агпаитовые породы.

11. Позднеолигоценово-среднемиоценовая ассоциация Центральной и Северо-Западной Сардинии [Lauro, Deriu, 1957; Coulon e. a., 1973; Dostal e. a., 1976]. а. Базальтоидная группа (45 ан.;  $P_2O_5$  — 14 ан.). б. Кислая группа (22 ан.;  $P_2O_5$  — 4 ан.). в. Щелочносалическая группа (7 ан.;  $P_2O_5$  — 1 ан.).

12. Олигоцен-миоценовая ассоциация Юго-Восточного Квинсленда и северо-востока Нового Южного Уэльса [McDougall, Wilkinson, 1967; Wilkinson, 1968; D. Green, 1970; Joplin, 1975; Ewart e. a., 1976]. а. Базальтоидная группа (95 ан.). б. Кислая группа (64 ан.;  $P_2O_5$  — 63 ан.), в том числе агпаитовые породы. в. Щелочносалическая группа (6 ан.).

13. Эоцен-миоценовая ассоциация Нельминского плато, Сихотэ-Алинь [Олейников, 1976; и др.]. а. Базальтоидная группа (142 ан.). б. Щелочносалическая группа (6 ан.). в. Кислая группа (4 ан.).

14. Третичная ассоциация Юго-Западного Техаса [Lonsdale, 1940; Eifler, 1943; Collins, 1949; Goldich, Elms, 1949; Erickson, 1953]. а. Базальтоидная группа (22 ан.), в том числе анальцимсодержащие породы. б. Кислая группа (12 ан.), в том числе агпаитовые породы. в. Щелочносалическая группа (9 ан.), в том числе агпаитовые и анальцимсодержащие породы.

15. Третичная ассоциация Йеллоустонского национального парка [Hague e. a., 1899; Washington, 1903; Larsen, 1940]. а. Базальтоидная группа (42 ан.;  $P_2O_5$  — 40 ан.), в том числе лейцитсодержащие породы. б. Кислая группа (20 ан.;  $P_2O_5$  — 7 ан.), в том числе агпаитовые породы. в. Щелочносалическая группа (6 ан.).

16. Альб-сеноманская ассоциация Западно-Охотского фланга Охотско-Чукотского пояса [Белый, 1978; и др.]. а. Базальтоидная группа (24 ан.). б. Кислая группа (44 ан.). в. Щелочносалическая группа (14 ан.).

17. Раннекарбоновая (динантско-ранненамюрская) ассоциация Срединной долины, Шотландия [Macdonald, 1975; Macdonald e. a., 1977]. а. Базальтоидная группа (69 ан.), в том числе анальцимсодержащие породы. б. Щелочносалическая группа (15 ан.). в. Кислая группа (3 ан.).

18. Раннедевонская ассоциация зоны восточного обрамления Северо-Минусинской впадины [Шарначев, 1968, 1971; и др.]. а. Базальтоидная группа (46 ан.;  $P_2O_5$  — 41 ан.), в том числе нефелин- и анальцимсодержащие породы. б. Щелочносалическая группа (59 ан.;  $P_2O_5$  — 51 ан.), в том числе нефелинсодержащие породы. в. Кислая группа (38 ан.;  $P_2O_5$  — 33 ан.), в том числе агпаитовые породы.

19. Плиоцен-четвертичная ассоциация района Маунт-Эдвиза, Британская Колумбия, Канада [Souther, Symons, 1974]. а. Базальтоидная группа (8 ан.;  $P_2O_5$  — 3 ан.). б. Щелочносалическая группа (3 ан.;  $P_2O_5$  — 1 ан.). в. Кислая группа (3 ан.), в том числе агпайтовые породы.

20. Ранне-среднеюрская ассоциация ичегуйской свиты Джидинской зоны, Западное Забайкалье [Салтыковский, Оролмаа, 1977]. а. Базальтоидная группа (150 ан.;  $P_2O_5$  — 102 ан.), в том числе анальцимсодержащие породы. б. Кислая группа (78 ан.;  $P_2O_5$  — 52 ан.), в том числе агпайтовые породы. в. Щелочносалическая группа (37 ан.;  $P_2O_5$  — 33 ан.).

21. Триасово-раннеюрская ассоциация боргойской свиты, Западное Забайкалье [Салтыковский, Оролмаа, 1977]. а. Базальтоидная группа (33 ан.). б. Кислая группа (9 ан.). в. Щелочносалическая группа (3 ан.).

22. Триасово-раннеюрская ассоциация центральной части Орхоно-Селенгинского прогиба, Монголия [Кежежинская, Лучицкий, 1974; Салтыковский, Оролмаа, 1977]. а. Базальтоидная группа (38 ан.). б. Кислая группа (7 ан.;  $P_2O_5$  — 5 ан.). в. Щелочносалическая группа (4 ан.;  $P_2O_5$  — 2 ан.).

23. Пермская ассоциация западной и центральной частей Орхоно-Селенгинского прогиба, Монголия [Кежежинская, Лучицкий, 1973; Салтыковский, Оролмаа, 1977]. а. Базальтоидная группа (87 ан.). б. Кислая группа (40 ан.;  $P_2O_5$  — 36 ан.). в. Щелочносалическая группа (10 ан.).

24. Неоген-четвертичная ассоциация островной цепи Табор-Фени, Меланезия [Johnson e. a., 1976]. а. Базальтоидная группа (9 ан.), в том числе породы с нефелином, анальцимом и гаюшном. б. Фонолит (1 ан.). в. Кислая группа (1 ан.).

25. Четвертичная ассоциация Галапагосских островов [McBirney e. a., 1969]. а. Базальтоидная группа (44 ан.), в том числе анальцимсодержащие породы. б. Кислая группа (2 ан.). в. Трахит (1 ан.).

26. Мiocен-плиоценовая ассоциация архипелага Кергелен [Watkins e. a., 1974]. а. Базальтоидная группа (131 ан.). б. Щелочносалическая группа (60 ан.), в том числе фонолиты. в. Кислая группа (13 ан.).

27. Палеогеновая ассоциация Севано-Ширакского синклиория, Армения [Остроумова, Румянцева, 1967; Связь..., 1968; Мурадян, 1971]. а. Базальтоидная группа (55 ан.;  $P_2O_5$  — 31 ан.), в том числе нефелин- и лейцитсодержащие породы. б. Кислая группа (47 ан.;  $P_2O_5$  — 37 ан.). в. Щелочносалическая группа (21 ан.;  $P_2O_5$  — 6 ан.), в том числе фонолиты, нефелин- и лейцитсодержащие породы.

28. Сенон-датская метавулканическая ассоциация Восточно-Сахалинских гор [Гранник, 1978]. а. Базальтоидная группа (81 ан.). б. Щелочносалическая группа (29 ан.). в. Кислая группа (16 ан.).

29. Раннесилурийская метавулканическая ассоциация Западного крыла Тагильского синклиория, Средний и Северный Урал [Каретин, 1979; и др.]. а. Базальтоидная группа (47 ан.). б. Кислая группа (73 ан.). в. Щелочносалическая группа (5 ан.).

30. Ранне-среднекембрийская метавулканическая ассоциация Кондомской зоны Горной Шории [Белоусов и др., 1969; и др.]. а. Базальтоидная группа (48 ан.;  $P_2O_5$  — 46 ан.). б. Щелочносалическая группа (23 ан.;  $P_2O_5$  — 20 ан.). в. Кислая группа (3 ан.).

31. Ранне-среднекембрийская ассоциация Тындинской зоны, Кузнецкий Алатау [Ивонин, 1968; и др.]. а. Базальтоидная группа (10 ан.). б. Щелочносалическая группа (8 ан.). в. Кислая группа (8 ан.).

32. Позднерифейская метавулканическая ассоциация шегровитской и фелотовской свит западного склона Среднего Урала [Вулканические ассоциации..., 1976; и др.]. а. Базальтоидная группа (6 ан.;  $P_2O_5$  — 5 ан.). б. Щелочносалическая группа (11 ан.). в. Кислая группа (7 ан.;  $P_2O_5$  — 6 ан.).

33. Позднепротерозойская метавулканическая ассоциация карамурунской свиты, Тектурмаский антиклинорий, Центральный Казахстан [Вулканические ассоциации..., 1976]. а. Базальтоидная группа (40 ан.;  $P_2O_5$  — 29 ан.). б. Кислая группа (13 ан.;  $P_2O_5$  — 10 ан.), в том числе агпайтовые породы. в. Щелочносалическая группа (5 ан.;  $P_2O_5$  — 1 ан.).

Базальтоидная группа. Уклоны: Меламезобазальтовый — 1, 3, 4, 25. Меламезобазальтоидный — 6. Базальтовый — 8, 9, 12, 17, 18, 26, 33. Мезолейкобазальтоидный — 10, 31. Лейкобазальтоидный — 2, 7, 13, 14, 16, 18, 29, 30. Андезитовидный — 11, 15, 20—23, 27, 28. ● Умеренномагнезиальный — 9. Железозмагнезиальный — 1, 2, 4—6, 8, 10—13, 15, 16, 22, 24—26, 29, 32. Железистый — 33. Умеренножелезистый — 3, 7, 14, 17, 18, 20, 21, 23, 27, 28, 30. ● Низкощелочной — 11. Субщелочной — 13, 16, 25. «Субщелочной» (щелочность вторично повышена) — 29. Щелочной — 3. Среднещелочной — 1, 2, 8, 14, 19—21, 23, 24. «Среднещелочной» (щелочность вторично

повышена) — 28, 33. Умереннощелочной — 4, 5, 7, 9, 10, 12, 15, 17, 18, 22, 26, 30. Повышеннощелочной — 6. ● Натриевый — 2, 5, 10, 11, 13, 14, 16, 19, 22—24, 26, 27, 30—32. Умереннонатриевый — 7, 15, 20, 21. Высоконатриевый — 1, 3, 4, 6, 8, 9, 12, 17, 18, 25. «Высоконатриевый» (вторично усилен) — 28, 29. ● Умеренно низкоглиноземистый — 5. Низкоглиноземистый — 1, 3, 4, 8, 9, 12, 17, 25, 32, 33. Среднеглиноземистый — 2, 6, 10, 11, 13—15, 26, 28. Высокоглиноземистый — 7, 16, 21—23, 27, 29, 30. Умеренно высокоглиноземистый — 18, 20. ● Умеренно низкотитанистый — 22, 23. Низкотитанистый — 11, 13, 15, 16, 21, 24, 27—30. Среднетитанистый — 1, 9, 18. Высоктитанистый — 2—8, 10, 12, 14, 20, 25, 26, 32. Весьма высокотитанистый — 17.

Кислая группа. Уклоны: Риолитовый — 3, 8, 10—12, 14—16, 20, 22, 23, 26, 27. Мелариолитоидный — 32. Дацитовый — 33. ● Железомagneиный — 28. Железистый — 7, 11, 14—16, 20—22, 26, 27, 31, 33. Умеренножелезистый — 29. Высокожелезистый — 2, 3, 12, 18, 23, 32. Весьма высокожелезистый — 5. Крайне высокожелезистый — 8. ● Субщелочной — 27, 29. Среднещелочной — 5, 10, 14, 21, 33. Умереннощелочной — 2, 3, 7, 8, 11, 12, 15, 16, 18, 20, 23, 26. ● Натрокалиевый — 8, 12, 16, 32. Натриевый — 21, 23, 33. Умереннонатриевый — 2, 3, 5, 7, 10, 11, 14, 15, 18, 20, 22, 26, 27. «Высоконатриевый» (вторично усилен) — 28, 29. ● Агпаитовый — 8. Весьма низкоанортитовый — 2, 3, 5, 7, 8, 10, 12, 14, 16, 18, 20, 22, 23, 26. Низкоанортитовый — 11, 15, 27. ● Низкоглиноземистый — 3, 8, 12. Среднеглиноземистый — 2, 5, 11, 26, 29, 33. Высокоглиноземистый — 16, 18, 20, 21, 23, 27, 31. ● Плюмазитовый — 16, 18, 21, 22, 27.

Щелочносалическая группа. Уклоны: Трахитовый — 7, 15. Мелатрахитоидный — 1, 8, 12, 16, 17, 23, 32. Мелатрахитовый — 2, 14, 18, 28, 30, 31. Железистый — 1, 5, 6, 16, 17, 20, 23, 26, 27, 30. Умеренножелезистый — 15, 28. Высокожелезистый — 2, 3, 7, 8, 10, 12, 14, 18, 32. ● Щелочной — 6. Среднещелочной — 11, 12, 23, 30, 31, 32. Умереннощелочной — 16. Повышеннощелочной — 1, 5, 10, 14, 15, 17, 18, 20, 26—28. Повышенно- и высокощелочной — 2, 3, 7, 8. ● Натрокалиевый — 11, 16, 27. Натриевый — 6, 23, 28, 30, 31. Умереннонатриевый — 1—3, 5, 7, 8, 10, 12, 14, 15, 17, 18, 20, 26, 32. ● Весьма низкоанортитовый — 3, 7, 8, 10, 14, 18, 20, 26. Низкоанортитовый — 1, 2, 5, 11, 12, 15, 17, 23, 27. ● Среднеглиноземистый — 10, 12, 14, 16, 17, 28. Высокоглиноземистый — 3, 5, 7, 15, 18, 26, 27, 30. Умеренно высокоглиноземистый — 20. Весьма высокоглиноземистый — 1. ● Плюмазитовый — 1, 32.

Геолого-тектоническая приуроченность оказывается различной, в том числе по характеру структурно-морфологической упорядоченности областей. Большинство выявленных примеров относится к современным материковым и к палеоконтинентальным областям: наиболее благоприятными для развития этого класса ассоциаций оказываются внеплатформенные материковые плато. На платформах ассоциации локализованы внутри зон повышенной подвижности, в том числе в рифтах (район южнее оз. Киву — рис. 32), а также вне таких зон (тот же район и внерифтовые области Эфиопии и Сомали — см. рис. 22; область Тибести, Чад). Океаническая ассоциация архипелага Кергелен на юге Индийского океана приурочена к крупному блоку с предположительно континентализованной корой. Ассоциация Галапагосских островов приурочена к внехребтовой области восточной окраины Тихого океана.

Ассоциации могут занимать большие площади и объемы, особенно в ареалах без четко упорядоченной морфотектоники. Например, платформенная ассоциация Тибести в ее главной, третичной, части занимает площадь больше 10 тыс. км<sup>2</sup>; объем базальтоидных продуктов в ней около 2 тыс., а салических (главным образом кислых) — более 1000 км<sup>3</sup> [Vincent, 1963]. Внерифтовая кайнозойская ассоциация Эфиопии и Сомали (см. рис. 22) занимает площадь в сотни тысяч квадратных километров. Объем кайнозойских вулканитов, выступающих на внутриокеаническом архипелаге Кергелен, около 6 тыс. км<sup>3</sup>; вулканические острова рассредоточены здесь на площади около 5 тыс. км<sup>2</sup>. Позднекайнозойская ассоциация материкового плато провинции Овернь занимает площадь примерно 4500 км<sup>2</sup>. На Западно-Охотском фланге Охотско-Чукотского вулканического пояса альб-сеноманские вулканогенные накопления материкового плато в Ульяновском прогибе занимают площадь порядка 50 тыс. км<sup>2</sup>, раннекарбоновые вулканогенные накопления материково-шельфового плато Средней долины Шотландии — около 12 тыс. км<sup>2</sup>. Мощность вулкано-

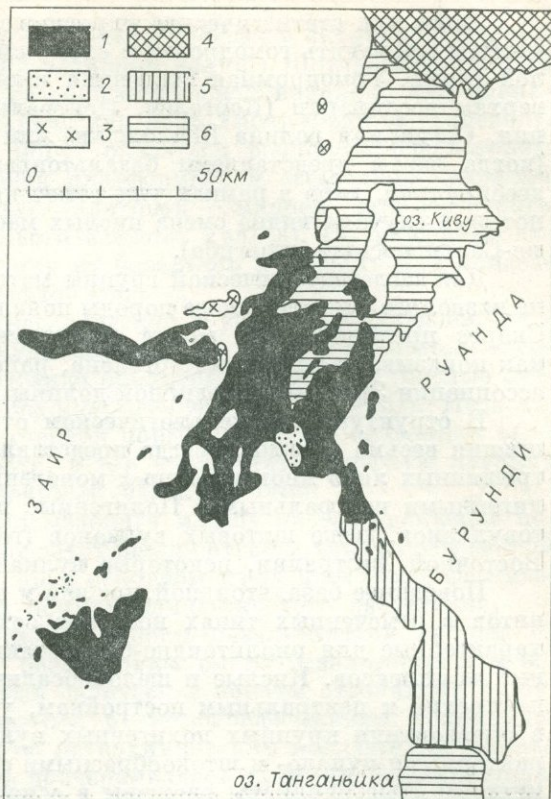
генных толщ региональных ассоциаций рассматриваемого класса на платформах и континентализованных плато составляет обычно сотни метров, местами достигает первых километров.

Породы щелочносалической группы чаще уступают по объему кислым (как и в общеглобальном масштабе), хотя нередко обратные соотношения. На материковых плато местами трахитоиды занимают обширные ареалы и большие объемы. В горах Капулин, Нью-Мексико, США, плиоценовые покровы трахитов и фонолитов выстилают территорию больше 60 км<sup>2</sup>, а в пределах Ульинского прогиба в Западно-Охотском районе салическая вулканогенная свита, состоящая существенно из трахитовых тефроидов и лав, развита на площади в сотни квадратных километров. Весьма значителен объем трахитоидов в ичетуйской свите Западного Забайкалья, мощность которой доходит до 1—2 км.

Первичные вулканические ареалы ассоциаций в областях упорядоченной морфоструктуры имеют вид линейно-вытянутых зон площадью обычно до сотен квадратных километров; иногда площади могут достигать нескольких десятков тысяч квадратных километров (орогенные триасово-раннеюрская и пермская ассоциации Орхоно-Селенгинского прогиба, Монголия). Мощность вулканогенных накоплений во впадинах нередко доходит до нескольких километров.

Вулканыты трех породных групп внутри ассоциаций обычно находятся в сложном стратиграфическом чередовании, которое не сводится к простой и универсальной последовательности. Наиболее растянута хронологически обычно базальтоидная группа, которая часто и начинает, и завершает разрез комплекса. Иногда так ведет себя кислая группа (третичный вулканический комплекс Йеллоустонского национального парка). В ряде региональных ассоциаций исследователями выделено по несколько ритмов или циклов, начинающихся базальтоидными и кончающихся салическими породами (плиоцен-четвертичная ассоциация северо-запада Британской Колумбии, Канада; нижний девон восточного обрамления Северо-Минусинской впадины).

Щелочносалическая группа обычно приурочена к какой-либо одной части разреза ассоциации — нижней, средней или верхней, причем намечается предпочтительная хронологическая сближенность щелочносалических пород с кислыми — приуроченность к одной и той же свите, пачке, стадии и т. п. (неоген-четвертичные ассоциации Оверни и Нью-Мексико; альб-сеноман Западно-Охотского фланга Охотско-Чукотского вулканического пояса и др.).



Р и с. 32. Кайнозойские вулканические образования оз. Киву (Западный рифт; [Denaeyer e. a., 1965].

1 — базальты; 2 — трахиты; 3 — риолиты; 4 — лавы Вирунги; 5 — слой Рузизи; 6 — акватории озер.

Лишь как статистическое упрощение, местами при анализе разрезов удается применить гомодромную схему смены пород базальтоидной и кислой групп. Гомодромная тенденция иногда прослеживается от низов к верхам ассоциации (Кергелен, Центральная и Северо-Западная Сардиния, Срединная долина Шотландии) или чаще от низов к средней части (когда верхи представлены базальтоидами, антидромно завершающими ассоциацию), либо в рамках уже отмеченных более мелких ритмов. В некоторых случаях видна смена кислых масс базальтоидными (пермь Орхон-Селенгинского прогиба).

Для щелочносалической группы материал по учтенным ассоциациям не позволяет считать, что ее породы появляются в основном после кислых. Скорее преобладающей может оказаться обратная последовательность, как показывают примеры Кергелена, района Пюи в Оверни, внерифтовой ассоциации Эфиопии, Срединной долины Шотландии и некоторые другие.

В структурно-вулканологическом отношении рассматриваемые ассоциации весьма сложны, всегда представляя собой комбинацию ареально-трещинных либо многовыводных моногенных центральных построек с полигенными центральными. Полигенные постройки имеют характер стратовулканов, реже щитовых вулканов (горы Нандеур и вулкан Твид в Восточной Австралии, некоторые вулканы Эфиопии).

Поведение базальтоидной, кислой и щелочносалической групп вулканитов в отмеченных типах построек сохраняет многие закономерности, характерные для риолитоидно-базальтоидных и трахитоидно-базальтоидных комплексов. Кислые и щелочносалические породы тяготеют преимущественно к центральным постройкам, участвуя вместе с базальтоидами в образовании крупных полигенных вулканов центрального типа, с характерными куполо- и штокообразными салическими массами. Некоторые крупные стратовулканы сложены в основном кислыми породами (Маунт-Тейлор в Нью-Мексико). Базальтоидные пачки (сложные покровы, скопления потоков) обычно прослеживаются на большие расстояния, чем кислые. На эрозионных срезах бывает весьма наглядным морфологическое своеобразие преимущественно центральных кислых субвулканических тел и преимущественно трещинных базальтоидных. Иногда отчетлива концентрически-кольцевая структура среза центральных построек (юго-восток Квинсленда и северо-восток Нового Южного Уэльса в Австралии; Юго-Западный Техас). Нередки крупные кальдеры проседания.

В рассматриваемом классе ассоциаций сохраняется повышенная склонность базальтоидов давать лавовые, а салических пород — пирокластические образования, повышенная склонность салических пород давать субвулканические залежи. В ряде ассоциаций кислая и щелочносалическая группы описаны только в виде субвулканических тел. Так, многочисленными телами секущих базальтоиды моногенных субвулканических внедрений представлена кислая группа в раннемезозойской ассоциации Орхон-Селенгинского прогиба Монголии.

В учтенных ассоциациях представлен полный ряд фациальных разновидностей лав и тефроидов по условиям подводной (морской, эпиконтинентальной) и наземной среды. Экзотичны эффузивы подледных извержений вулканической провинции Халлетт Земли Мэри Бэрд, с гиалокластическими и подушечными текстурами базальтоидов. Базальтоидные, особенно базальтовые, подводно-морские лавы геосинклинальных разрезов часто имеют такие текстуры; аналогичные текстуры встречаются и в некоторых подводно-континентальных лавах (Нельминское плато Сихотэ-Алиня). В разрезах наземного формирования нередко кислые игнимбристы; иногда породы с игнимбристыми текстурами имеют щелочносалический состав.

Содержание вкрапленников в базальтоидах изменчиво, в пределах одной ассоциации обычно меняется от нулевого или скудного до обильно-

го. Имеются ассоциации с преобладанием афировых и скуднопорфировых разновидностей (нижний карбон Срединной долины Шотландии, нижний девон восточного обрамления Северо-Минусинской впадины) или обильнопорфировых (островная вулканическая цепь Табар-Фени, Меланезия). При этом более порфировыми могут оказаться щелочные базальтоиды (олигоцен-миоценовая внерифтовая платформенная ассоциация Эфиопии и Сомали) либо низкощелочные (олигоцен — миоцен юго-восточного Квинсленда и северо-востока Нового Южного Уэльса). По описаниям намечается возрастание порфировости от базальтов в сторону как мелабазальтоидных пород, так и андезитоидов.

Вулканиды кислой и щелочносалической групп в подавляющем большинстве случаев афировые и скуднопорфировые, хотя в некоторых ассоциациях могут быть преимущественно обильнопорфировыми (кислые субвулканиды в нижнем мезозое Орхоно-Селенгинского прогиба). Недостаточно упорядоченные описания степени порфировости не позволяют выявить более тонкие закономерности, в том числе статистическую разницу между низкощелочными и щелочными базальтоидами.

Расчленение ассоциаций описываемого класса на составляющие породные группы нередко вызывает затруднения отчасти ввиду повышенной сложности состава ассоциаций, но в основном из-за неполноты фактических данных, необходимых для популяционно-видового разделения.

Относительно легко отделяются породы базальтоидной группы от салических в ассоциациях, где базальтоиды имеют базальтовый или более меланократовый уклон. Здесь салические породы отделяются от базальтоидов контрастными полевыми и петрографическими границами, а также выборочным разрывом по петрохимическим показателям (резкая петрохимическая бимодальность подчеркивалась разными исследователями для архипелага Кергелен, для провинции Халлетт) или по элементам-примесям. При лейкобазальтоидных уклонах базальтоидов иногда удается использовать петрохимический минимум между ними и кислой группой пород по  $\text{SiO}_2$  (например, в олигоцен-миоценовом комплексе Центральной и Северо-Западной Сардинии, в нижнесилурийском комплексе западного крыла Тагильского синклинория). В упомянутом районе Сардинии дациты резко, с разрывом отделяются от базальтоидов по составу плагиоклаза вкрапленников (40—60% анортитовой молекулы в первых и 80—90% — во вторых).

Резкое минералогическое отличие от базальтоидов может иметь щелочносалическая группа (например, в вулканической цепи Табар-Фени, Меланезия, породы этой группы отличаются преобладанием анортотклаза в основной массе).

Между кислой и щелочносалической группами в разных случаях устанавливаются или намечаются выборочные минимумы или разрывы по  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , общей щелочности,  $\text{K}_2\text{O}$ , отношению щелочей, степени насыщения кремнеземом. Во многих случаях кислая и щелочносалическая группы пород имеют резкие полевые границы и четко обособлены геологически в отдельные стадии (фазы) излияния и внедрения. Так, в Йеллоустонском национальном парке кислая группа резко обособляется в несколько эффузивных и субвулканических стадий.

В общем по признакам состава дискретность в региональных ассоциациях легче улавливается между кислой и базальтоидной группами пород и труднее — между базальтоидной и щелочносалической и между щелочносалической и кислой. При недостатке данных рассортировка пород на три группы в какой-то мере условна.

Возрастные тренды состава внутри каждой из трех групп пород в региональных ассоциациях изучены весьма слабо; задача эта редко ставится, фактически подменяясь прослеживанием смены породных групп. Предварительные данные позволяют считать, что тренды состава внутри

породных групп обычно слабы и трудноуловимы. Часто породная группа выдерживается от начала до конца ее формирования в пределах довольно узкого класса состава. Для базальтоидов это обстоятельство подчеркивалось, например, исследователями позднекайнозойских ассоциаций северо-запада Британской Колумбии и северо-востока Нью-Мексико, вверифтовой третичной ассоциации Эфиопии и Сомали, нижнедевонского комплекса восточной периферии Северо-Минусинского прогиба.

В случаях, когда тренды состава улавливаются, они оказываются противоречивыми. Например, в карбоне Срединной долины Шотландии снизу вверх усиливаются недосыщенность кремнеземом и щелочность базальтоидов (при общем повышении показателей эксплозивности), а в плиоцен-четвертичной ассоциации вулканического поля Маунт-Тейлор в Нью-Мексико, наоборот, недосыщенные щелочные оливиновые базальты сменяются в основном более насыщенными низкощелочными (толеитовыми). Довольно выдержаны породы внутри каждой из трех групп в древней (третичной) и юной (плиоцен?-четвертичной) сериях области Тибести, Чад.

По материалам табл. 22 дадим обобщенную петрохимическую характеристику породных групп.

Базальтоидная группа по меланократовости примерно одинаково часто обнаруживает лейкобазальтоидные и базальтовые уклоны; то же устанавливается, в частности, для материково-шельфовых плато. Наиболее лейкократовая тенденция намечается для параллельноупорядоченных орогенов, где обычно преобладают андезитовиды в группе (так же, как для базальтоидных и риолитоидно-базальтоидных комплексов орогенов). Лейкобазальтоидные уклоны, помимо базальтовых, фиксируются в геосинклинальных областях и, что довольно неожиданно, на платформах (преобладание лейкобазальтоидов в области Тибести). Распределение базальтоидов по общей меланократовости в зависимости от геолого-тектонических типов областей в основном аналогично установленному для базальтоидных и риолитоидно-базальтоидных ассоциаций. В частности, базальтовые уклоны более часты в наземных и субмаринных областях без параллельной морфотектонической упорядоченности. Отмеченное выше преобладание пород кислой группы над щелочносалической отчетливее проявляется при лейкократовых уклонах ассоциирующихся базальтоидов.

Преобладают железистые уклоны базальтоидов в 10 случаях против 4 (плиоцен гор Кагулин), причем нет тесной сопряженности этих уклонов с уклонами меланократовости; железистыми бывают группы с преобладанием как андезитовидных пород, так и мелапезобазальтоидов.

Базальтоидная группа обычно имеет щелочные уклоны (в 25 из 32 ассоциаций). Не удалось зафиксировать ассоциаций с высокощелочным уклоном базальтоидов, хотя примесь высокощелочных пород отмечается нередко. Уклон базальтоидной группы, как правило, умереннощелочной. В некоторых случаях базальтоидная группа определяется как субщелочная (третичная вверифтовая ассоциация Эфиопии и Сомали; эоцен-миоценовое Нельминское вулканическое плато Сихотэ-Алиня; альб-сеноман Западно-Охотского фланга Охотско-Чукотского пояса; нижний силур западного крыла Тагильского синклинория) либо даже как низкощелочная (олигоцен-миоцен Центральной и Северо-Западной Сардинии). При щелочных уклонах базальтоидной группы довольно обычно присутствие в тех же ассоциациях подчиненных низкощелочных базальтоидов. Этим еще раз опровергается мнение об обычной обособленности щелочных и толеитовых серий базальтоидов.

По соотношению щелочей устанавливаются в кайнотипных и малоизмененных ассоциациях уклоны базальтоидов от умеренно- до высоконатриевых, причем распространенность тех и других сопоставима. Не зафиксировано ассоциаций с натрокалиевым уклоном группы. Региональная альбитизация в геосинклинальных комплексах сопровождается заметным

вторичным повышением натриевости, иногда приводит к преобладанию «весьма высоконатриевых» пород.

Базальтоидная группа примерно одинаково часто оказывается низко- и высокоглиноземистой. Как в базальтоидных ассоциациях с подчиненной кислой группой, высокоглиноземистая тенденция более характерна для материковых и морских областей с параллельноупорядоченной морфоструктурой — орогенных и обычных геосинклинальных. На материково-шельфовых плато фиксируются и низко-, и высокоглиноземистые уклоны.

Примерно одинаково часто группа низко- или высокотитаниста, причем в последнем случае может быть весьма высокотитанистой (Срединная долина Шотландии). Высокотитанистый уклон группы отмечается не только при преобладании в ней базальтов или мелабазальтоидов, но и лейкобазальтоидов и даже андезитоидов. Повышенная роль высокотитанистых уклонов сопряжена с повышенной щелочностью базальтоидов и является одним из отличий данного класса ассоциаций от риолитоидно-базальтоидных.

Кислая группа вулканитов имеет чаще лейкократовый (риолитовый) уклон, чем меланократовый (12 случаев против 2); это сохраняет силу, по крайней мере, в пределах областей с континентализованной корой — упорядоченных орогенов и материково-шельфовых плато. По соотношению железа и магния фиксируются уклоны умеренно- и высокожелезистые; определить преимущество тех или других не удается.

Как правило, риолитоидная группа оказывается умереннощелочной, иногда среднещелочной. По соотношению щелочей на фоне обычных ассоциаций с умереннонатриевой кислой группой выделяются некоторые ассоциации материковых плато с натрокалиевым уклоном группы (кайнозой Земли Мэри Бэрд и Восточной Австралии; альб-сеноман Западно-Охотского фланга Охотско-Чукотского вулканического пояса). Явно аномально соотношение щелочей в риолитоидах зеленокаменных геосинклинальных ассоциаций, где отмечается даже «высоконатриевый» вторичный уклон.

В отличие от ассоциаций риолитоидно-базальтоидного состава, не устанавливается высокоглиноземистая тенденция кислой группы. Низко- и высокоглиноземистые уклоны отмечаются примерно одинаково часто. При высоко- и среднеглиноземистом уклоне нередко преобладают плюмазитовые разновидности пород. В значительном числе ассоциаций, относящихся к самым разным геолого-тектоническим обстановкам, присутствуют низкоглиноземистые агпайтовые кислые вулканиты, описанные обычно под названием пантеллеритов и комендитов. Агпайтовые разновидности могут преобладать в составе группы (орогенная раннемезозойская ассоциация Орхоно-Селенгинского прогиба; кайнозойская ассоциация материкового плато Земли Мэри Бэрд).

Для щелочносалической группы явно характерны мелатрахитоидные уклоны; лейкократовые не отмечены. По общей щелочности устанавливаются уклоны от умеренно- до высокощелочного. Преобладают высокожелезистые уклоны (8 против 1 случая с умеренножелезистым уклоном), причем четкой зависимости уровня железистости от меланократовости трахитоидов не намечается.

Повышенно- и высокощелочной уклон трахитоидов, возможно, несколько больше характерен для областей материково-шельфовых плато и платформ (9 ассоциаций), чем для геосинклиналей и орогенов (палеоген Севано-Ширмакского синклиория в Армении, юра Джидинской зоны Западного Забайкалья). Среди трахитоидов обычно преобладают умереннонатриевые разновидности; на материково-шельфовых плато отмечены отдельные ассоциации с натрокалиевым уклоном группы (Центральная и Северо-Западная Сардиния, Западно-Охотский фланг Охотско-Чукотско-

го пояса). В трахитоидах зеленокаменных геосинклинальных комплексов соотношение щелочей искажено в сторону повышенной натриевости.

Обычными для щелочносалической группы остаются высокоглиноземистые уклоны, в том числе возможен весьма высокоглиноземистый (район южнее оз. Киву). Однако в ряде ассоциаций упорядоченных орогенов и материковых плато заметно представлены умеренно низкоглиноземистые разновидности трахитоидов, и надежного преобладания высокоглиноземистых разновидностей не устанавливается (пермь Орхоно-Селенгинского прогиба, нижний карбон Срединной долины Шотландии, мел Западно-Охотского района, олигоцен — миоцен Восточной Австралии). В ряде ассоциаций материково-шельфовых плато, платформ присутствуют агпайтовые разновидности трахитов, обычно описываемые под названием щелочных трахитов. Агпайтовость обычно сопряжена с пониженным содержанием глинозема. При высоких содержаниях глинозема иногда появляются плюмазитовые разновидности; например, трахитоиды позднекайнозойской внутриплатформенной (рифтовой и внерифтовой) ассоциации южнее оз. Киву имеют весьма высокоглиноземистый, плюмазитовый уклон.

Минералогические особенности пород рассматриваемого класса ассоциаций существенно определяются повышенной щелочностью. В наиболее распространенных умереннощелочных базальтоидах во вкрапленниках присутствуют обычно плагиоклаз с 40—80% анортитовой составляющей и пироксен с салит-авгитовой и реже эгириновой тенденцией; часто также оливин с 30—85% форстеритовой молекулы, биотит, спорадически амфиболы. На вкрапленниках плагиоклаза иногда появляются каемки олигоклаза, в том числе калийсодержащего, или анортоклаза. В основной массе могут быть калишпаты, калиевый и натрокалиевый анортоклаз, в умереннощелочных лейкобазальтоидах также кварц и другие высокотемпературные модификации кремнезема. Умереннощелочные базальтоиды иногда оказываются гиперстен-нормативными, а в лейкобазальтоидах появляется модальный гиперстен. Умереннощелочные базальтоиды рассматриваемых ассоциаций в литературе описаны под многочисленными и во многом противоречивыми наименованиями.

При переходе к высокощелочным разновидностям в основной массе и реже во вкрапленниках пород появляются нефелин, анальцит, содалит, которые ассоциируются с плагиоклазом или вытесняют его, иногда появляется гаюин. В Йеллоустонском национальном парке, в Севано-Ширмакской зоне Армении в базальтоидах содержится лейцит. Породы с фельдшпатоидами описывались под названиями базанитов, щелочных оливинных базальтов, шошонитов, тристанитов, банакитов и т. д.

Низкощелочные базальтоиды содержат плагиоклаз (с 45—60% анортита в основной массе и до 90% анортита во вкрапленниках, обычно с резкой зонарностью), разные модификации низкощелочных клинопироксенов, оливина с 70—85% форстерита, иногда пижонита, магнизиального ортопироксена, гиперстена.

В умереннощелочных породах кислой группы во вкрапленниках обычно присутствуют кварц, плагиоклаз (альбит-олигоклаз, редко андезин), реже калишпат или анортоклаз (иногда в виде каемок на плагиоклазе), нередко также биотит, амфиболы (в том числе рибекит), иногда гиперстен. С повышением щелочности заметно падает доля кварца во вкрапленниках. В основной массе всегда присутствуют и нередко преобладают существенно натриевые или калиевые шпаты (анортоклаз, санидин либо ортоклаз).

Щелочные породы кислой группы в описаниях обычно фигурируют под названиями трахилипаритов, трахидацитов, кварцевых латитов, иногда кварцевых трахитов. Для агпайтовых разновидностей, описанных обычно как пантеллериты и комендиты, характерны вкрапленники существенно калиевых полевых шпатов, присутствие эгирина-авгита и эгирина, натрово-железистых амфиболов (арфведсонит, рибекит).

В умереннощелочных породах трахитоидной группы, известных как трахиты, латиты, частью трахидациты, вкрапленники представлены обычно альбит-олигоклазом и существенно калиевым полевым шпатом (санидин, ортоклаз, ортоклаз-пертит) и спорадически биотитом, эгирином, эгирином, роговыми обманками (включая баркевикит, арфведсонит, энigmatит, керсутит); состав плагиоклаза вкрапленников доходит до андезина. В высокощелочных разновидностях трахитоидов без существенного недосыщения кремнеземом (описываемых обычно как щелочные трахиты) повышено содержание щелочных полевых шпатов и натрово-железистых амфиболов, а также эгириновой составляющей в клинопироксене. Высокощелочные разновидности трахитоидов при существенном недосыщении кремнеземом обычно отличаются появлением нефелина, анальцима, иногда гаюина, обилием щелочного полевого шпата, богатым эгириновой составляющей клинопироксеном. Породы описываются под названиями фонолитов, фонолитовых трахитов, кенитов, тристанитов и некоторыми другими.

Данные о глубинных включениях в вулканических породах рассматриваемого класса ассоциаций пока не многочисленны. В щелочных базальтоидах Галапагосских островов [McBirney *et al.*, 1969] отмечены включения герцининового верлита, а также эвкрита с элементами расслоенности. В щелочных базальтоидах Оверни (Мон-Дор, Канталь) содержатся перидотитовые включения с высокомагнезильным оливином, клино- и ортопироксеном и хромсодержащей шпинелью, а также габброноритовые включения [Brousse, 1967; и др.]. В высокощелочных трахитоидах Земли Мэри Бэрд описаны мегакристы анортоклаза размером до 8 см, в том числе с повышенным содержанием кальция [Лопатин, Поляков, 1976].

Интрузивная фация, помимо почти всегда проявленных порфировых, тонкозернистых и отчасти неполнокристаллических приповерхностных субвулканитов, в более глубоких срезах бывает представлена телами габброидов, гранитоидов и сиенитов. Такие полифациальные вулканоплутонические ассоциации хорошо выражены в ареалах развития вулканических толщ третичного возраста в Юго-Западном Техасе, альба — сеномана на Западно-Охотском фланге Охотско-Чукотского пояса, триаса — юры в Западном Забайкалье, нижнего девона восточной периферии Минусинской впадины. В интрузивных фациях заметно повышено значение сапических пород, так что преобладающими иногда оказываются гранитоиды либо сиенитоиды.

В геосинклинальных толщах щелочная существенно базальтоидная формация с кислой и щелочносапической группой вместе с габброидами и ультрабазитами иногда включается в офиолитовые комплексы (Тектур-масский антиклинорий, Центральный Казахстан), что показывает лишний раз пестроту состава так называемых офиолитовых серий.

Ассоциации описываемого класса заметно отличаются по сопутствующему оруденению от более распространенных риолитоидно-базальтоидных ассоциаций. Они, прежде всего, не столь благоприятны на медно-свинцово-цинковые руды. В пространственной и хронологической связи с ними (или шире — с вулканоплутоническими комплексами базитов, кислых и щелочносапических пород) известны месторождения золотосеребряные (Западное Забайкалье и Охотско-Чукотский пояс), ртутные (Юго-Западный Техас), флюоритовые. Ассоциации с фонолитами служат поисковым указанием на богатые глиноземом нефелиновые сиениты — сырье на алюминий и содопродукты. Повышенного внимания заслуживают упомянутые рудно-магматические комплексы в областях упорядоченных орогенов и особенно материковых плато. Аповитрофировые кислые лавы и туфы вмещают месторождения вспучивающихся перлитов (Мухортала в Забайкалье).

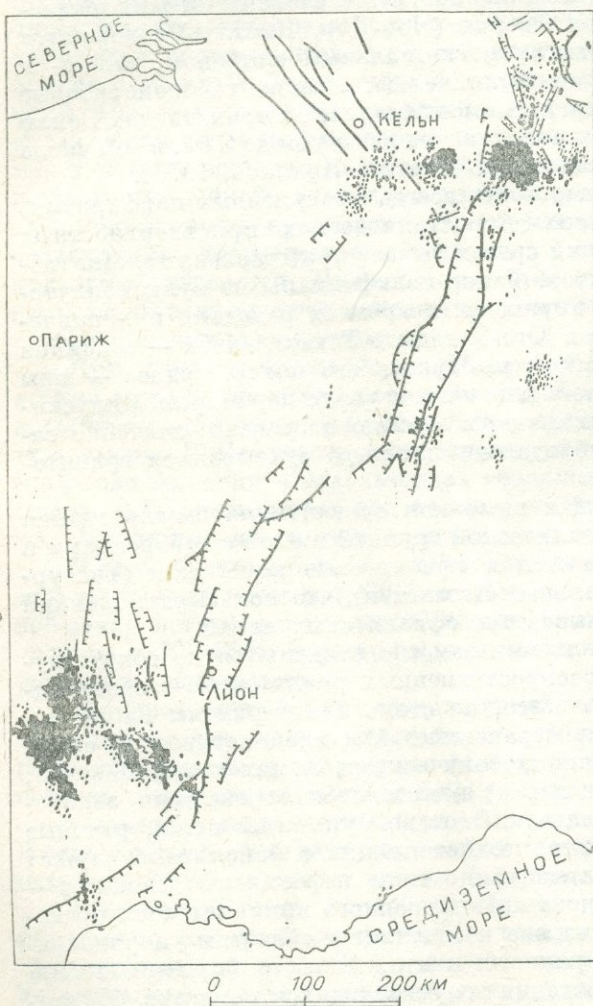
Существенно базальтоидные ассоциации со щелочносапической группой пород отмечаются от позднего докембрия до кайнозоя. Пока не уда-

лось найти примеров таких ассоциаций в архее, нижнем и среднем протерозое. В позднекембрийское, палеозойское время они проявились довольно скудно (единичные примеры), явное большинство имеет кайнозойский, преимущественно неоген-четвертичный возраст. Трахитоидно-базальтоидные ассоциации сравнительно редки. Площади, занимаемые вулканическими породами, обычно невелики и измеряются сотнями, редко первыми десятками тысяч квадратных километров. По латерали трахитоидно-базальтоидные ассоциации часто сменяются ассоциациями базальтоидов со щелочно-салическими и кислыми породами или со щелочно-салическими породами и пикритоидами.

Трахитоидно-базальтоидные ассоциации встречаются в различных тектонических обстановках. Наиболее благоприятны для их появления материковые и шельфовые плато, а также острова открытого океана. Реже они встречаются в геосинклинальных областях, на древних платформах и в абиссальной части дна океана. К числу платформенных относятся четвертичные вулканы Кении, охватывающие район Найроби, вулкан Кения и другие лавовые поля, расположенные на восточном плече рифтовой долины (см. рис. 24). Кроме того, базальтоиды и ассоциирующие с ними трахиты известны на востоке Сибирской платформы (наманинская свита) и в Северной Австралии, где раннекембрийские базальтоиды нижней толщи платформенного чехла распространены на площади около 400 тыс. км<sup>2</sup>.

В пределах материковых и шельфовых плато довольно часто отмечается связь щелочных вулканических пород с рифтовыми структурами. В Центральной и Западной Европе трахитоидно-базальтоидные ассоциации размещаются главным образом вне альпийских складчатых зон и тяготеют к поднятиям герцинид и более древних складчатых сооружений, группируясь около или внутри грабеноподобных депрессий (рис. 33). На северо-восточном плече подводного грабена размещается вулкан Этна. Несомненную связь с байкальским рифтом имеют кайнозойские лавы Забайкалья.

В большинстве случаев трахитоидно-базальтоидные ассоциации входят в состав сложных вулканических провинций, где рядом выделяются ассоциации другого состава. Таково положение трахитоидно-



Р и с. 33. Вулканические поля Центрального Французского массива и Рейнского грабена [Illies, 1969].

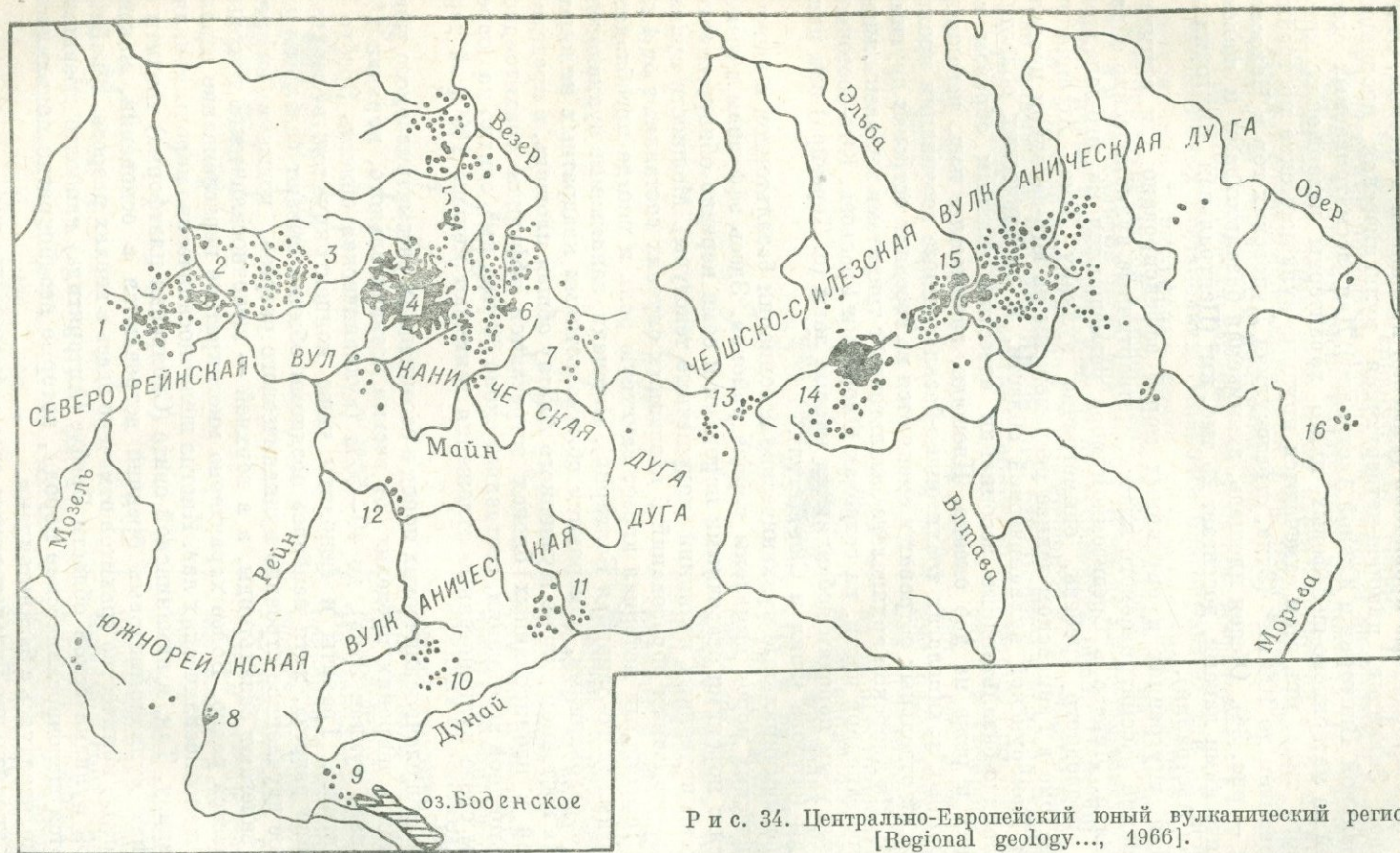
базальтоидной палеогеновой формации о. Скай в Британо-Арктической провинции, группы вулканов Эребус в протяженном поясе кайнозойского вулканизма Антарктики. Реже трахитоидно-базальтоидные ассоциации занимают обособленные провинции (Римская провинция в Италии, Отаго в Новой Зеландии, плиоцен-четвертичная вулканическая провинция Центральной Виктории и Южной Австралии). Для рассматриваемых ассоциаций на материково-шельфовых плато характерны извержения центрального типа, при этом отмечаются крупные вулканические постройки с основанием до  $100 \text{ км}^2$  (Этна, стратовулкан Дуповских гор в Чехословакии — рис. 34). Общая площадь, занимаемая базальтоидами и щелочносалическими лавами, достигает 25 тыс.  $\text{км}^2$  (Центральная Виктория и Южная Австралия).

Для внутренних и окраинных морей зафиксировано три примера ассоциаций рассматриваемого класса. Четвертичные вулканические образования о. Линоса в Средиземном море размещаются на юго-западном плече подводного грабена, симметрично вулкану Этна. Ассоциации о. Сан-Томе в Гвинейском заливе расположены на юго-западном продолжении Камерунской вулканической области. В океанических областях трахитоидно-базальтоидные ассоциации известны главным образом на островах и реже на дне океана. Площади, занимаемые ими, невелики. На крупных архипелагах трахитоидно-базальтоидные ассоциации проявляются на отдельных островах и сменяются на соседних островах другими типами. На Азорском архипелаге базальтоиды с трахитами выявлены лишь в северо-западной части, на островах Флорипи и Грасьоза. Юго-восточнее к упомянутым породам добавляются кислые лавы (о. Терсейра) или пикритовиды (острова Фаил и Сан-Мигел).

Геосинклиналильные вулканические ассоциации базальтоидов и щелочносалических пород выявлены в ряде районов. Здесь эффузивы перемежаются с морскими осадочными породами и сами нередко обнаруживают признаки подводных излияний (подушечные текстуры). Мощности вулканогенно-осадочных образований в названных случаях составляют от 1 до 3 км. Тефроидный материал играет заметную роль и иногда преобладает над лавами (Юго-Западная Болгария). Площади, занимаемые вулканогенными образованиями, измеряются обычно сотнями квадратных километров. На восточном склоне Кузнецкого Алатау общая площадь, в пределах которой в изолированных блоках встречаются эффузивно-трахитоидно-базальтоидной ассоциации, составляет около 30 тыс.  $\text{км}^2$ , однако на современном срезе вулканогенные отложения занимают меньше 1% этой территории.

Доля щелочносалических пород в ассоциациях рассматриваемого типа меняется в широких пределах, от весьма незначительного, порядка 1% (о-в Скай, вулкан Этна), до 40—50% (вулканическая область Эребус в Антарктике). Трахиты и фанолиты чаще концентрируются в верхней половине разреза, хотя наиболее поздними обычно бывают базальтоиды. Простое двучленное строение вулканического разреза, когда в нижней части залегают базальтоиды, а в верхней — щелочносалические породы, встречается редко. Более характерно многократное переслаивание основных и щелочносалических лав. Иногда щелочносалические породы появляются внизу. Так, в паманинской свите (Сибирская платформа) трахиты в обломках вулканомиктовых брекчий встречаются в основании, максимальное же количество трахитов отмечено здесь в верхах разреза. В кайнозойской вулканической области Эребус (Антарктида) наиболее древними являются щелочносалические породы, которые неоднократно появлялись и позже, чередуясь с базальтоидами.

В трахитоидно-базальтоидных ассоциациях четкий разрыв в составе между породными группами по главным петрохимическим показателям фиксируется только в некоторых случаях. Так, разрыв по меланократо-



Р и с. 34. Центральноевропейский юный вулканический регион  
 [Regional geology..., 1966].

Северорейнская вулканическая дуга: 1 — Хохэйфель; 2 — Зибенгебирге; 3 — Вестервальд; 4 — Фогельсберг; 5 — Гессен; 6 — Рён; 7 — Франкенвальд. Южнорейнская вулканическая дуга: 8 — Кайзерштуль; 9 — Хегау; 10 — Швабский Альб; 11 — Северный Риз; 12 — Оденвальд, Шпессарт, Катценбюккель. Чешско-Силезская вулканическая дуга: 13 — Смрчины; 14 — Дуповские горы; 15 — Чешское Среднегорье; 16 — Низкий Есеник.

ности в 7—8 единиц  $b$  и более отмечен в протерозойской ассоциации Чехословакии, в кайнозойских ассоциациях Центральной Виктории (Австралия), района Найроби (Восточная Африка), о. Сан-Томе (Гвинейский залив). Примером, где проявился резкий разрыв между базитовой и щелочносалической группами по соотношению щелочей (более 15 единиц  $n$ ), являются эффузивы наманинской свиты (Сибирская платформа). Лейкобазальтоиды, представленные трахиандезитами, муджиеритами и т. д., смыкаются по составу с мелатрахитоидами. Однако, практически для всех ассоциаций рассматриваемого типа намечается или оказывается статистически значимым минимум в распределении каких-либо петрохимических показателей, разделяющий базитовую и щелочносалическую группы. В большинстве случаев такой минимум проявляется на гистограммах для  $b(b')$ , реже приходится привлекать другие показатели.

В разных ассоциациях (табл. 23) составы базальтоидной группы широко варьируют по меланократовости. Зафиксированы уклоны от мелато лейкобазальтоидных, кроме андезитовых. Лейкобазальтоидные отмечены для геосинклинальных областей (верхнемеловая ассоциация Юго-Западной Болгарии, эйфель Мугоджар, кембрий Батеневской зоны Кузнецкого Алатау). На материковых и шельфовых плато лейкобазальтоидный уклон зафиксирован для аномальных по составу лейцитовых вулканигов Римской провинции (районы Рима и Неаполя), в остальных случаях отмечены базальтовые и мелабазальтоидные уклоны. По железистости преобладает железомagneвий уклон.

Не характерен для базальтоидов рассматриваемого класса фаций низкощелочной уклон (в учтенных примерах отсутствует). В некоторых геосинклинальных ассоциациях они обнаруживают субщелочной уклон. В пределах материково-шельфовых плато, а также внутренних и окраинных морей развиты базальтоиды от умеренно- до высокощелочных. В океанических областях в учтенных примерах установлен умеренно- и повышеннощелочной уклон.

По соотношению щелочей в базитах резко преобладают натриевые уклоны, от умеренно- до высоконатриевых. В одном случае (верхний протерозой Баррандиена, Чехословакия) выявлен весьма высоконатриевый уклон, обусловленный альбитизацией. Преимущественно калиевый состав базальтоидов зафиксирован лишь для лав Римской провинции. Натриево-калиевый уклон имеют эйфельские базальтоиды Сакмарской зоны Мугоджар.

Для рассматриваемых ассоциаций характерны низко- и среднеглиноземистые уклоны базальтоидов. Высокоглиноземистые зафиксированы только в двух случаях (четвертичные лейцитовые лавы района Неаполя и четвертичные базальтоиды о. Тристан-да-Кунья в Атлантике). Преобладают базальтоиды высоко- и весьма высокотитанистые. Низкотитанистые уклоны отмечены в ассоциациях геосинклинальных областей. В пределах материково-шельфовых плато преимущественно низкотитанистый состав у базальтоидов Римской провинции. Океанические в учтенных случаях имеют высоко- и весьма высокотитанистый уклон.

Базальтоиды трахитоидно-базальтоидных ассоциаций описываются под многочисленными названиями. Среди мелабазальтоидов часто упоминаются анкарамиты, базаниты и базанитоиды, щелочные и оливиновые базальты, иногда нефелиниты и др. Лейкобазальтоиды чаще всего описываются как трахибазальты, гавайиты, трахиандезиты, муджиериты, реже упоминаются нефелиновые гавайиты и муджиериты, тристаниты, бенмориты.

Содержание вкрапленников варьирует от 0 до 50%. Обычно большое количество вкрапленников фиксируется в мелабазальтоидах (анкарамитах, базанитах), но иногда до 40—50% фенокристов отмечается в лейкобазальтоидах, например, в верхнемеловых андезитах Юго-Западной Болгарии.

## Петрохимические данные для трахитоидно-базальтоидных ассоциаций

Номер	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>2</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11

## П л а т ф о р м ы

1a	45,06	2,98	13,09	3,90	9,14	9,81	10,64	3,25	1,38	0,62
	3,08	0,69	2,37	1,95	1,97	3,46	1,90	0,97	0,70	0,24
б	56,62	0,86	19,31	3,11	3,00	1,09	2,13	8,15	5,32	0,22
	2,51	0,34	1,29	1,32	1,12	0,42	0,76	1,19	0,37	0,14
2a	52,48	2,83	14,93	9,92	3,45	2,75	5,40	3,83	3,22	1,01
	3,80	1,03	1,57	2,78	2,63	1,02	2,02	0,54	1,24	0,39
б	58,99	2,39	17,38	6,27	0,32	0,53	0,75	1,64	11,21	0,36
	3,54	1,29	1,49	5,78	0,22	0,42	0,73	0,76	0,72	0,66
3	53,74	1,26	14,81	5,11	5,81	5,94	8,56	2,94	1,58	0,12
	1,56	0,48	0,82	3,32	2,29	1,75	1,73	0,81	0,86	0,05

## М а т е р и к о в о - ш е л ь ф о в ы е п л а т о

4a	46,85	2,78	15,63	7,43	4,88	6,78	7,71	4,66	2,54	0,56
	3,71	0,79	1,53	3,17	2,90	2,84	1,65	1,19	0,82	0,18
б	58,43	0,91	18,83	3,32	2,73	0,91	3,05	6,37	5,08	0,22
	2,04	0,39	0,74	1,25	1,46	0,56	1,47	0,61	0,96	0,15
5a	50,10	1,60	17,28	3,30	6,63	5,40	9,35	4,35	1,45	0,53
	2,43	0,33	1,51	1,97	2,53	2,37	1,34	0,77	0,69	—
б	59,95	1,11	18,10	2,77	2,71	1,44	4,09	6,01	3,23	0,46
	2,35	0,33	1,42	0,81	1,05	0,39	1,02	0,39	0,38	0,19
6a	52,02	0,91	16,96	2,98	4,19	4,68	8,95	2,07	6,61	0,49
	2,62	0,24	1,86	0,91	0,81	1,70	2,93	0,81	1,76	0,12
б	56,18	0,67	19,93	2,20	2,41	1,72	3,90	3,08	9,53	0,28
	2,17	0,18	1,23	1,09	1,09	0,57	0,92	0,74	0,71	0,13
7a	50,39	0,74	18,33	3,72	4,35	4,09	8,81	2,75	6,14	0,56
	2,38	0,14	1,25	1,34	1,22	1,04	1,46	0,52	1,32	0,19
б	57,14	0,41	20,67	2,07	1,75	1,01	3,64	4,18	8,88	0,15
	3,77	0,15	0,98	0,63	0,85	0,60	1,49	1,41	1,85	0,09
8a	48,85	2,27	14,64	2,97	8,50	7,90	8,54	3,64	1,83	0,68
	2,58	0,79	1,76	1,79	1,75	2,53	1,21	0,73	0,72	0,32
б	61,35	0,36	18,92	2,78	2,69	0,53	1,68	6,44	4,99	0,24
	2,97	0,25	1,62	1,18	1,51	0,38	0,77	1,45	0,84	—
9a	45,78	3,15	15,67	4,44	6,76	7,08	9,43	4,65	2,11	0,72
	3,76	0,85	2,30	1,92	2,50	3,87	2,34	1,52	0,94	0,32
б	56,98	0,89	19,62	3,12	2,31	0,99	2,94	8,10	4,58	0,31
	2,51	0,41	1,49	1,58	1,66	0,49	1,09	1,23	0,53	0,22
10a	47,03	2,52	14,96	3,99	5,96	8,97	10,19	3,79	1,83	0,57
	4,16	0,37	1,90	0,98	1,84	3,87	2,38	1,10	1,31	0,17
б	61,12	0,98	18,17	3,79	1,07	1,19	3,52	5,18	4,54	0,26
	3,74	0,47	1,27	1,55	0,85	0,65	1,65	1,18	0,62	0,14
11a	45,74	3,22	14,83	5,03	6,53	7,08	11,11	3,52	2,09	0,60
	4,87	1,04	2,57	1,41	2,48	3,46	2,75	1,06	1,28	0,34
б	58,84	0,45	20,50	1,92	2,05	0,41	2,13	7,71	5,62	0,10
	2,40	0,27	1,39	0,91	1,19	0,39	1,43	1,61	0,71	0,10

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
12a	47,63	1,97	15,76	8,92	4,08	8,12	9,04	3,25	0,71	0,30
	2,34	0,64	1,00	5,61	4,89	2,83	2,02	1,09	0,67	0,20
б	59,05	0,94	16,51	4,13	4,30	1,35	2,89	6,05	3,94	0,66
	1,82	0,09	0,33	2,80	2,87	0,34	0,40	0,27	0,81	0,07
13a	46,06	2,61	15,32	5,09	7,86	7,39	8,18	3,99	1,88	0,44
	2,44	0,70	1,46	2,31	2,27	2,55	1,28	0,67	0,64	0,35
б	59,27	0,45	18,03	2,87	4,68	0,73	1,96	6,40	5,07	0,38
	0,95	0,23	0,63	1,20	1,08	0,53	0,52	0,80	0,58	—
14a	46,58	2,22	16,14	3,82	8,26	6,10	9,33	4,53	1,97	0,86
	3,73	0,68	1,94	1,29	1,77	2,58	2,26	1,20	0,86	0,50
б	57,68	0,48	19,54	3,13	2,68	0,70	2,27	7,58	4,99	0,48
	3,46	0,28	1,91	0,83	1,15	0,61	1,15	1,35	0,76	0,38

## Внутренние и окраинные моря

15a	48,14	2,57	15,07	2,76	8,29	8,74	8,87	3,71	1,24	0,48
	1,79	0,76	1,09	1,25	0,61	3,52	0,85	0,60	0,37	0,15
б	59,85	0,99	18,29	3,21	1,43	1,16	4,02	6,75	3,77	0,43
	2,15	0,37	0,88	1,47	0,86	0,62	1,56	0,68	0,68	0,20
16a	49,60	1,66	17,01	3,83	6,91	6,04	10,60	3,25	0,73	0,21
	1,49	0,31	2,12	1,54	1,97	1,94	1,39	0,45	0,56	0,15
б	62,09	0,76	16,74	2,93	4,02	1,25	3,77	6,08	1,90	0,30
	43,96	4,27	13,29	4,87	7,59	8,63	10,71	3,91	1,63	0,96
17a	1,98	1,53	2,33	2,45	2,03	2,99	1,08	1,06	0,69	0,29
	57,08	0,88	21,01	2,06	1,73	0,55	2,60	8,39	5,37	0,17
б	2,98	0,77	0,88	0,49	0,78	0,59	1,52	1,75	0,81	0,12

## Океаны

18a	49,70	2,85	17,70	3,64	5,48	4,02	7,97	4,51	3,39	0,67
	4,12	0,86	2,01	1,50	2,19	2,22	2,23	0,92	1,10	—
б	60,17	0,96	19,78	2,00	1,30	0,67	2,47	6,34	5,97	0,23
	2,63	0,53	1,00	0,71	0,94	0,50	1,27	0,67	0,77	0,25
19a	48,42	3,00	16,54	4,38	5,25	5,64	8,89	3,86	2,15	0,68
	2,79	0,55	1,25	1,75	1,50	2,99	2,02	1,17	0,98	0,31
б	61,30	0,95	17,80	2,72	2,39	1,12	2,35	6,25	4,80	0,19
	2,06	0,22	1,10	1,05	0,91	0,82	1,12	0,90	1,00	0,10
20a	51,00	2,77	17,11	3,45	6,24	5,22	7,27	3,60	2,94	0,30
	3,01	0,60	1,22	1,70	1,87	2,56	1,67	0,74	1,10	0,14
б	60,51	0,62	18,67	2,42	2,99	0,58	1,87	5,96	6,05	0,16
	1,19	0,36	0,49	0,99	0,66	0,41	0,41	0,83	0,38	0,10
21a	46,16	3,36	16,08	7,03	4,86	6,80	9,58	3,50	1,54	0,92
	2,47	0,69	1,88	1,60	1,33	2,15	1,83	1,11	1,11	0,30
б	56,28	0,76	21,26	3,22	1,09	0,91	2,26	7,75	6,10	0,19
	2,43	0,60	0,90	1,33	1,06	0,74	1,17	2,56	0,89	0,20
22a	50,00	2,62	16,90	3,87	7,64	5,01	6,83	4,05	2,10	0,78
	2,71	0,38	1,56	1,63	2,15	2,14	1,95	0,85	0,67	0,08
б	59,66	0,74	16,77	4,97	3,70	0,87	2,73	5,82	4,19	0,39

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Геосинклинальные области										
23a	55,59	0,99	16,75	4,51	4,87	4,03	7,64	3,21	2,18	0,31
	3,70	0,36	2,48	1,93	2,86	1,70	1,98	0,82	0,91	—
б	60,75	0,72	17,83	2,85	3,92	1,61	3,24	3,83	5,02	0,17
	1,55	0,17	0,99	1,27	2,53	0,80	0,52	0,45	0,41	—
24a	50,27	1,49	17,80	3,84	6,70	5,72	9,46	3,16	1,25	0,31
	3,65	0,78	2,36	1,76	1,72	2,54	1,91	0,90	0,80	—
б	61,35	0,66	17,58	2,06	2,53	1,65	5,79	7,22	0,88	0,23
	2,32	0,18	1,01	1,37	0,65	0,73	1,58	2,28	1,07	—
25a	54,23	1,29	16,62	4,59	4,44	5,01	7,18	3,75	2,28	0,63
	4,88	0,40	1,60	2,13	1,91	2,20	3,04	1,24	1,30	—
б	61,49	0,75	18,08	2,61	2,38	1,62	2,66	6,03	4,04	0,39
	2,47	0,23	1,48	1,32	0,99	1,22	1,85	1,77	5,18	—
26a	46,70	2,82	15,26	6,86	6,60	7,60	9,22	3,41	1,31	0,44
	4,36	0,95	2,78	3,38	2,48	2,23	3,25	1,31	0,95	—
б	60,37	0,83	19,77	3,46	2,50	1,98	1,56	5,48	4,04	—
	51,55	2,34	14,57	1,92	10,25	6,79	7,42	3,58	1,02	0,39
27a	2,65	1,02	1,20	0,92	1,68	1,89	2,32	0,80	0,55	0,37
	62,18	0,16	19,38	2,55	3,88	0,75	0,61	74,6	2,84	0,11
28a	50,51	1,33	16,32	2,38	7,36	7,21	11,01	3,18	0,37	0,17
	1,82	0,50	2,40	1,16	1,82	1,39	2,20	0,67	0,36	0,18
б	63,52	0,86	18,90	2,47	2,45	1,25	0,87	3,94	5,41	0,25
	4,41	1,04	1,77	1,20	0,79	0,66	0,53	2,54	2,54	0,41

1. Плиоцен-четвертичная ассоциация восточного плеча рифтовой зоны, Кения [El-Hinnawi, 1964; Saggerson, 1970; Восточно-Африканская рифтовая система, 1974; Goles, 1975;]. а. Базальтоидная группа (17 ан.;  $P_2O_5$  — 16 ан.). б. Щелочносалическая группа (17 ан.;  $P_2O_5$  — 13 ан.), фельдшпатоидные породы.

2. Девонская ассоциация наманинской свиты, Патомско-Виллюйский авлакоген, Сибирская платформа [Масайтис и др., 1975]. а. Базальтоидная группа (42 ан.). б. Щелочносалическая группа (6 ан.).

3. Раннекембрийская ассоциация Северной Австралии [Dunn, Brown, 1969; Bultitude, 1976]. Базальтоидная группа (28 ан.;  $P_2O_5$  — 25 ан.).

4. Позднечетвертичная ассоциация плато Удокан, Северное Забайкалье [Киселев и др., 1979]. а. Базальтоидная группа (35 ан.), в том числе породы с анальцитом. б. Щелочносалическая группа (23 ан.).

5. Четвертичная ассоциация вулкана Этна, Сицилия [Carapezza, 1962; Tanguy, 1966, 1973, 1978; Romano, 1971; Puglisi, Tranchina, 1976—77; Klerkx, 1971; Lo Giudice, 1973]. а. Базальтоидная группа (110 ан.;  $P_2O_5$  — 92 ан.). б. Щелочносалическая группа (10 ан.).

6. Четвертичная ассоциация вулканов Вико и Вульсино, район Рима [Amendolagine e. a., 1963a, б; Cundari, Mattias, 1974; Mattias, 1965]. а. Базальтоидная группа (37 ан.), лейцитсодержащие породы. б. Щелочносалическая группа (27 ан.), лейцитсодержащие породы.

7. Четвертичная ассоциация вулканов Везувий и Роккомонфина, район Неаполя [Savelli, 1967; Aregvalo e. a., 1962]. а. Базальтоидная группа (56 ан.;  $P_2O_5$  — 54 ан.), лейцитсодержащие породы. б. Щелочносалическая группа (16 ан.;  $P_2O_5$  — 13 ан.), лейцитсодержащие породы.

8. Плиоцен-четвертичная ассоциация Виктории и Южной Австралии [Edwards, 1938; Irving, Green, 1976]. а. Базальтоидная группа (168 ан.), в том числе нефелин- и анальцитсодержащие породы. б. Щелочносалическая группа (21 ан.;  $P_2O_5$  — 13 ан.), в том числе породы с нефелином и содалитом.

9. Неоген-четвертичная ассоциация провинции Эребус (море Росса), Антарктика [Forbes, 1963; Forbes, Banno, 1966; Boudette, Ford, 1966; Cole, Ewart, 1968; Goldich e. a., 1975; Kyle, Rankin, 1976; Kurasawa, 1977]. а. Базальтоидная

группа (43 ан.), в том числе нефелинсодержащие породы. б. Щелочносалическая группа (18 ан.), в том числе агпаитовые и нефелинсодержащие породы.

10. Позднемиоценовая ассоциация района Хохэйфель-Зинбенгебирге, Рейнский грабен [Fröhen, Vieten, 1970; Huckenholz, 1965, 1966, 1973; Vieten, 1972]. а. Базальтоидная группа (50 ан.). б. Щелочносалическая группа (23 ан.), в том числе агпаитовые породы.

11. Миоценовая ассоциация Чешского Среднегорья [Šhrbený, 1969; Šhrbený, Machásek, 1973]. а. Базальтоидная группа (48 ан.;  $P_2O_5$  — 47 ан.), в том числе породы с нефелином, лейцитом, содалитом. б. Щелочносалическая группа (87 ан.;  $P_2O_5$  — 83 ан.), в том числе агпаитовые и фельдшпатовидные породы.

12. Раннеэоценовая ассоциация о. Скай, Шотландия [Muir, Tilley, 1961; Thompson e. a., 1972]. а. Базальтоидная группа (74 ан.). б. Щелочносалическая группа (7 ан.).

13. Неоген-нижнечетвертичная ассоциация плато Удокан, Северное Забайкалье [Киселев и др., 1979]. а. Базальтоидная группа (83 ан.), в том числе породы с анальцитом. б. Щелочносалическая группа (14 ан.;  $P_2O_5$  — 12 ан.).

14. Неогеновая ассоциация Восточного Отаго, Новая Зеландия [Benson, 1942, 1944; Coombs, 1965; Coombs, Wilkinson, 1969]. а. Базальтоидная группа (63 ан.). б. Щелочносалическая группа (11 ан.), в том числе агпаитовые породы.

15. Четвертичная ассоциация о. Линоса, Средиземное море [Barbery e. a., 1969; Di Paola, 1974]. а. Базальтоидная группа (11 ан.). б. Щелочносалическая группа (10 ан.), в том числе агпаитовые породы.

16. Плиоцен-четвертичная ассоциация района островов северной части плато Фиджи [Früer, 1974; Jesek e. a., 1977]. а. Базальтоидная группа (7 ан.). б. Щелочносалическая группа (2 ан.).

17. Неогеновая (?) ассоциация о. Сан-Томе, Гвинейский залив [Mitchell-Thomé, 1970]. а. Базальтоидная группа (18 ан.). б. Щелочносалическая группа (8 ан.;  $P_2O_5$  — 6 ан.), фонолитовды, в том числе агпаитовые.

18. Четвертичная ассоциация островов Тристан-да-Кунья, Атлантика [Baker e. a., 1964]. а. Базальтоидная группа (42 ан.;  $P_2O_5$  — 36 ан.). б. Щелочносалическая группа (12 ан.), в том числе нефелин- и содалитсодержащие породы.

19. Плиоцен-четвертичная ассоциация островов Флорис и Грасьоза, северо-западная часть Азорского архипелага [Torre de Assunção e. a., 1974; Mitchell-Thomé, 1976]. а. Базальтоидная группа (30 ан.). б. Щелочносалическая группа (11 ан.), в том числе агпаитовые породы.

20. Позднетретичная ассоциация о. Гоф, Атлантика [Le Maitre, 1962]. а. Базальтоидная группа (17 ан.). б. Щелочносалическая группа (10 ан.), в том числе содалитсодержащие породы.

21. Кайнозойская ассоциация о. Уа-Пу, Тихий океан [Bishop, Wolley, Din, 1973]. а. Базальтоидная группа (9 ан.). б. Щелочносалическая группа (15 ан.), в том числе породы с нефелином, нозеаном, анальцитом.

22. Кайнозойская ассоциация о-ва Кларьон, западный склон северной части Восточно-Тихоокеанского поднятия [Engel, Engel, 1964; Bryan, 1967]. а. Базальтоидная группа (6 ан.). б. Щелочносалическая группа (1 ан.).

23. Позднемеловая ассоциация Юго-Западной Болгарии [Белев, 1960; Димитров, 1960]. а. Базальтоидная группа (35 ан.;  $P_2O_5$  — 9 ан.). б. Щелочносалическая группа (7 ан.;  $P_2O_5$  — 3 ан.).

24. Ранне-среднекембрийская метавулканическая ассоциация Кийского района Кузнецкого Алатау [Белоусов и др., 1974; Белоусов, 1976]. а. Базальтоидная группа (48 ан.;  $P_2O_5$  — 17 ан.). б. Щелочносалическая группа (10 ан.;  $P_2O_5$  — 7 ан.).

25. Ранне-среднекембрийская метавулканическая ассоциация Батеневского района Кузнецкого Алатау [Белоусов и др., 1974]. а. Базальтоидная группа (47 ан.;  $P_2O_5$  — 34 ан.). б. Щелочносалическая группа (26 ан.;  $P_2O_5$  — 17 ан.).

26. Вендская метавулканическая ассоциация серебрянской серии, Западный склон Среднего Урала [Младших, Аблизин, 1967]. а. Базальтоидная группа (27 ан.;  $P_2O_5$  — 7 ан.). б. Щелочносалическая группа (2 ан.).

27. Рифейская метавулканическая ассоциация кургушибинской зоны Западного Саяна [Вулканические ассоциации..., 1976; и др.]. а. Базальтоидная группа (24 ан.). б. Щелочносалическая группа (2 ан.).

28. Позднепротерозойская метавулканическая ассоциация Главной вулканиче-

ской зоны Баррандиев, Чехословакия [Giala, 1977]. а. Базальтоидная группа (51 ан.). б. Щелочносалическая группа (7 ан.).

Базальтоидная группа. Уклоны: Мелабазальтоидный — 1, 10, 11. Меламезобазальтовый — 4, 8, 12, 13. Мезобазальтовый — 28. Меламезобазальтоидный — 14, 15, 17, 26. Базальтовый — 14, 19. Мезолейкобазальтовый — 3, 5, 27. Мезолейкобазальтоидный — 18—20, 22, 24. Лейкобазальтоидный — 2, 6, 7, 23, 25. ● Умеренномагнийевый — 1, 8, 10, 12, 15, 17, 28. Железемагнийевый — 3, 4, 6, 7, 9, 11, 13, 14, 16, 19—22, 24—27. Железистый — 23. Умеренножелезистый — 2, 5, 18. ● Субщелочной — 3, 16, 23. «Субщелочной» (щелочность вторично повышена) — 24, 28. Среднещелочной — 1, 6, 8, 13, 15, 19—22. «Среднещелочной» (щелочность вторично повышена) — 26. Умереннощелочной — 2, 5, 12, 25. «Умереннощелочной» (щелочность вторично повышена) — 27. Повышеннощелочной — 10, 11, 18. Повышенно- и высокощелочной — 4, 7, 9, 14, 17. ● Фельдшпатидный — 6, 7. ● Умереннокалиевый — 7. Калиевый — 6. Натриевый — 3, 8, 11, 17, 19, 21—23, 26. Умереннонатриевый — 2, 4, 18, 20, 25. Умеренно высоконатриевый — 1, 5, 9, 10, 14, 15. Высоконатриевый — 13, 16, 24, 27. Весьма высоконатриевый — 12. «Весьма высоконатриевый» (вторично усилен) — 28. ● Весьма низкоглиноземистый — 1. Низкоглиноземистый — 2, 3, 4, 8—15, 17, 27, 28. Среднеглиноземистый — 5, 6, 19, 20, 23, 24, 25. Высокоглиноземистый — 7, 18. ● Умеренно низкотитанистый — 3, 6. Низкотитанистый — 7, 23—25, 28. Среднетитанистый — 5, 16. Высокотитанистый — 8, 12, 15, 22, 26, 27. Весьма высокотитанистый — 1, 2, 4, 9—11, 13, 14, 17—21.

Щелочносалическая группа. Уклоны: Трахитовый — 8, 11, 18, 19, 21, 28. Мелатрахитовый — 20. Мелатрахитоидный — 1, 4—6, 9, 10, 12—14, 23—25. ● Железистый — 1, 2, 4, 5, 9, 12, 15, 17—21, 23, 24, 28. Умеренножелезистый — 6, 7, 10, 25. Высокожелезистый — 8, 11, 13, 14. ● Среднещелочной — 5, 10, 15, 23, 24, 28. Повышеннощелочной — 2, 6, 8, 12, 19, 25. Повышенно- и высокощелочной — 4, 7, 13, 14, 17, 18, 20, 21. Высокощелочной — 1, 9, 11. ● Фонолитовый — 1, 6, 7, 11, 17, 21. ● Умереннокалиевый — 6. Калиевый — 2, 7. Натрокалиевый — 23. Натриевый — 15, 17, 24, 25. Умереннонатриевый — 1, 4, 5, 8—14, 18, 19—21. ● Весьма низкоанортитовый — 1, 8, 9, 11—13, 18, 20. Низкоанортитовый — 4, 6, 7, 10, 14, 15, 17, 19. ● Умеренно низкоглиноземистый — 12. Среднеглиноземистый — 2, 19, 23, 24. Высокоглиноземистый — 1, 4, 8—10, 14, 15, 18, 20, 25, 28. Умеренно высокоглиноземистый — 13. Весьма высокоглиноземистый — 6, 7, 11, 17, 21.

Чаще всего во вкрапленниках присутствуют оливин, авгит, плагиоклаз и титаномagnetит. Для лейкобазальтоидов оливин и рудный минерал менее характерны, более обычны амфибол и биотит. Крайне редок во вкрапленниках гиперстен (айфельские базальтоиды Мугоджар). В качестве ксенокристаллов, отвечающих парагенезису высоких давлений, описываются хромсодержащие клинопироксены, магнезиальные, богатые никелем оливины, бронзит и хромшпинелиды (кайнозойские лавы Хохэйфеля). Железистость оливинов относительно высокая — от 20 до 40%, изредка до 65—75% (кайнозойские базальтоиды Центральной Виктории и Отаго). Моноклинные пироксены вкрапленников представлены титанистым авгитом с содержанием  $Al_2O_3$  4—5,5% и  $TiO_2$  — 1,5—2%. Пироксены основной массы обнаруживают еще более высокие содержания титана и алюминия. В зональных вкрапленниках концентрация этих элементов обычно увеличивается от центра к периферии. Роговые обманки бурые, титанистые, реже щелочные. Плагиоклазы представлены лабрадором, реже битовнитом, иногда отмечаются более кислые плагиоклазы, до калиевых олигоклазов. В основной массе встречаются щелочные полевые шпаты, анальцит, нефелин, апатит, ильменит. В некоторых базальтоидах из натриевых ассоциаций описывается лейцит (Чешское Среднегорье, о. Тристан-да-Кунья).

Существенно отличаются от охарактеризованных выше лав калиевые базальтоиды Римской провинции. Определяющим типом пород являются лейцититы и лейцитовые тефриты. Во вкрапленниках преобладают лейцит и низкотитанистый авгит с содержанием глинозема 6—8%.

Щелочносалические породы рассматриваемого типа ассоциаций характеризуются в общем повышенной меланократовостью. Не встречено ассоциаций с лейкотрахитоидным уклоном группы, трахитовые (фонолитовые) и мелатрахитоидные уклоны встречаются одинаково часто. Преобладают примеры с железистым уклоном группы (от умеренно- до высоко-

железистого). Щелочносалические породы относятся обычно к тому же или более щелочному классу, что и ассоциирующиеся с ними базиты. Только в верхнемиоценовой ассоциации района Хохэйфель-Зибенгебирге в северной части Рейнского грабена с высокощелочными базальтоидами ассоциируют умереннощелочные трахиты. Породы щелочносалической группы обычно более калиевые и железистые по сравнению с базальтоидами. Преобладают уклоны от повышено- до высокощелочных, натриевые. Калиевый уклон зафиксирован лишь для четвертичных трахитоидов Римской провинции и девонских наманинской свиты, Сибирская платформа. В последнем случае необычно соотношение щелочей в трахитоидах (в среднем 11,2%  $K_2O$  и 1,6%  $Na_2O$ , при умереннонатриевом уклоне базитов), высокое содержание титана. Преобладают высокоглиноземистые составы (от умеренно- до весьма высокоглиноземистых).

Во вмещающих трахитоидов присутствуют плагиоклаз, щелочные полевые шпаты, нефелин, авгит, эгиринавгит, роговая обманка, биотит, содалит. Отмечается железистый оливин (70—100% фаялита). Авгиты обычно более железисты, чем в базальтоидах, и беднее глиноземом (1,5—3, редко до 7%). Титанистость авгитов низкая, тип зональности иной, чем в базальтоидах: от центра к периферии уменьшается количество глинозема и возрастает содержание эгиринового компонента. Развита фonoлиты с фенокристами анортоклаза (кениты). В качестве ксенокристаллов упоминаются основные плагиоклазы, магнезиальные оливины и титанистые авгиты. В Римской провинции известны лейцитовые фonoлиты. В основной массе кроме перечисленных минералов встречаются эгирин, анальцим, гаюин, энигматит, иногда кварц.

В базальтоидах рассматриваемых ассоциаций описаны включения дунитов и гарцбургитов, титанавгитовых перидотитов и пироксенитов, габроноритов, лейко- и меланократовых титанавгитовых габбро.

Трахитоидно-базальтоидные ассоциации и связанные с ними интрузивные тела местами сопровождаются магнетитовыми и титаномagnetитовыми рудами (район распространения наманинской свиты на Сибирской платформе, Сакмарская зона Мугоджар). Высокоглиноземистые натровые фonoлиты могут быть поисковым указанием на присутствие нефелиновых сиенитов, пригодных для добычи глинозема. Кайнозойские базальтоиды Чешского Среднегорья используются для базальтового литья, фonoлиты этого же района — в стекольной промышленности.

Трахитоидно-базальтоидная ассоциация с карбонатитами слагает среднемиоценовый стратовулкан Кайзерштуль в пределах Верхнерейнского грабена, ФРГ (см. рис. 34). Сохранилась часть вулканической постройки, эрозией вскрыты центральный нект и многочисленные дайки. Силикатные магматические породы резко, с широким разрывом по ряду петрохимических показателей распадаются на базальтоидную и щелочносалическую группы, ранее описанные как семейство эссексита и семейство фonoлита [Wimmenauer, 1957, 1959, 1962]. Вулкан сложен главным образом лавами и туфами щелочных базальтоидов, отмечены брекчии фonoлитовых туфов.

Щелочные базальтоиды описаны как лейцитовые тефриты, лимбургиты, нефелиниты, в том числе оливиновые. Преобладающие лейцитовые тефриты содержат вмещающие авгита, лейцита, плагиоклаза и реже оливина. В субвулканических телах наиболее распространены эссекситы, тералиты, мончикиты.

Щелочносалические породы описаны как фonoлиты, тингуаиты, гаюиновые порфиры и др. Минералы вмещающих — щелочной полевой шпат, содалит, гаюин, эгирин-авгит, реже меланит, волластонит, нефелин, анальцим, сфен, плагиоклаз, лейцит. Обнаружены также высококалиевые трахиты [Sutherland, 1967], существенно отличающиеся от обычных щелочносалических пород Кайзерштуля.

## Петрохимические данные для существенно базальтоидной ассоциации с трахитоидной и карбонатитовой группами

Номер	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
Материковое плато										
1а	44,45	2,99	14,87	7,27	5,44	6,65	13,15	2,90	1,96	0,46
	2,07	0,37	1,46	1,77	1,05	2,52	1,21	0,56	0,86	0,18
б	53,32	0,64	20,56	3,52	1,37	1,60	6,82	7,44	4,32	0,23
	3,63	0,16	1,04	1,23	0,29	0,82	2,0	2,35	1,21	0,25
в	60,81	0,30	20,62	2,93	0,10	0,20	0,90	1,10	12,88	0,06
г	3,05	0,04	0,82	2,49	0,16	1,42	49,82	0,32	0,45	2,53

1. Среднемиоценовая щелочная карбонатито-трахитоидно-базальтоидная ассоциация, Кайзерштуль, ФРГ [Wimmenauer, 1957, 1959, 1962; Wimmenauer e. a., 1977; Sutherland, 1967]. а. Базальтоидная группа (14 ан.; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 10 ан.), в том числе породы с лейцитом, нефелином и анальцимом. Уклон мелабазальтоидный, железомagneвий, среднещелочной, натриевый, низкоглиноземистый, весьма высокотитанистый. б, в. Щелочно-салическая группа. б. Мелатрахиты и латиты (6 ан.), в том числе с содалитом и гаюшином. Уклон мелатрахитоидный, повышенно- и высокощелочной, натриевый, весьма высокоглиноземистый. в. Лейкотрахиты высококальциевые (2 ан.). г. Апатитовые севиты (3 ан.). В том числе H<sub>2</sub>O — 0,50%, CO<sub>2</sub> — 36,39; S — 1,18; MnO — 0,45; SrO — 1,01%.

Карбонатиты установлены в обломках среди тефроидов, в центральном неке и дайках. Выделяются слюдястые севиты, иногда с магнетитом, апатитом (до 10%), форстеритом, и доломит-анкеритовые карбонатиты с баритом, содержащие в некоторых случаях диопсид, оливин и мелилит. Слюда представлена биотитом и флогопитом. Петрохимическая характеристика вулканитов Кайзерштуль приведена в табл. 24.

В карбонатитах встречается пирохлор с содержанием до 11% урана и 5,5% тория. Найден дизаналит с содержанием Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> от 16 до 49%.

## ФОРМАЦИИ РИОЛИТОИДНЫЕ И СУЩЕСТВЕННО РИОЛИТОИДНЫЕ

### РИОЛИТОИДНЫЕ АССОЦИАЦИИ

Чисто кислые вулканические ассоциации регионального масштаба довольно редки. Этот факт ускользал от внимания петрологов в связи с нечеткой формулировкой понятия о кислых магматических формациях. Комплексы, выделявшиеся под названиями кварцкратофировых, порфировых, риолитовых, дацитовых и т. п., являются, за небольшим исключением, сложными, включают подчиненную базальтоидную и иногда щелочно-салическую группы пород. Кислый вулканический комплекс, если он обособлен четкими границами в виде отдельной толщи регионального пространства, оказывается, как правило, в близком соседстве с базальтоидами других толщ или с субвулканическими базитами, латерально и по возрасту. Вне сложных (по набору породных групп) вулканических или вулканоплутонических ассоциаций кислые вулканические комплексы редки. Удалось, несмотря на старательные поиски, найти немногие примеры (табл. 25).

Часть комплексов находится в геосинклинальных складчатых толщах (докембрийская свита Большого Нарына в Тяньшане; силуро-девонские вулканы зоны Хилл-Энд в Новом Южном Уэльсе; позднеюрско-ранне-меловая толща хребта Черского). Вулканические продукты имеют здесь преимущественно признаки подводных фаций (переслаивание с морскими осадками), частью наземных (красноцветность, текстуры спекания).

Плиоцен-четвертичная ассоциация горы Эльбрус и примыкающих Верхне- и Нижнечегемского вулканических нагорий — наземный комплекс упорядоченного орогена. Для ряда других комплексов приуроченность к зонам существенно наземного накопления внутри или на окраине параллельноупорядоченных ороменов предполагается по палеотектоническим и палеогеографическим данным (миоцен Закарпатского прогиба; юрско-меловая впадина Туле, Северный Вьетнам; поздний палеозой Калгутинского района Калбы; кембрий северо-запада Нигерии; домутдинская свита докембрия Прибайкалья).

Для некоторых комплексов обстановка накопления соответствовала обширным материково-шельфовым плато (позднемеловая эонопская свита северного обрамления Буреинского массива; кембрий Армориканского массива; позднепротерозойские вулканы Кройдон в Северо-Восточном Квинсленде; алтынсынганская свита докембрия Центрального Казахстана; предкембрийская курганская свита Северного Тяньшаня; позднепротерозойская серия кислых спекшихся туфов и лав, ассоциированных с гранитоидами Муско в штате Миссури, США [Wenner, Taylor, 1976]). Вулканические продукты здесь имеют в основном черты субаэральных, реже морских. Толщи подверглись складчатости, от слабой до сильной. Кислые вулканы многих перечисленных толщ имеют большие объемы.

Нет пока вполне надежных данных о чисто кислых платформенных вулканических комплексах. Примерами их могут оказаться венд-кембрийская вулканическая ассоциация р. Сось (см. табл. 25) и мезозойская ассоциация Болтышской впадины Украины [Бернадская, 1976]. Обе

## Петрохимические данные для кислых вулканических ассоциаций

Номер	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
П л а т ф о р м а										
1	65,70	0,38	14,91	1,17	3,52	3,59	1,20	2,01	7,05	0,28
	2,19	0,07	0,55	0,61	0,86	1,27	0,50	0,64	1,88	0,04
М а т е р и к о в о - ш е л ь ф о в ы е п л а т о										
2	75,30	0,18	14,09	0,41	1,73	0,27	1,10	2,76	4,05	0,10
	2,67	0,09	1,75	0,39	0,83	0,28	0,78	0,62	0,70	—
3	74,55	0,23	13,99	1,49	1,02	0,50	0,49	3,27	4,43	—
4	73,95	0,53	12,97	2,25	1,12	0,58	1,08	4,23	3,15	0,09
	2,50	0,17	1,87	1,23	0,66	0,35	0,48	1,61	1,44	0,07
5	73,63	0,30	13,77	1,68	1,54	1,01	0,82	1,65	5,42	0,17
6	74,41	0,37	12,80	1,27	2,23	0,27	1,03	2,10	5,30	0,15
П а р а л л е л ь н о у п о р я д о ч е н н ы е о р о г е н ы										
7	70,74	0,35	15,30	1,45	1,34	1,05	2,31	3,59	3,79	—
	72,44	0,44	13,36	1,96	1,95	0,33	0,52	3,77	5,05	0,05
8	2,48	0,20	1,59	1,30	1,11	0,33	0,50	0,87	0,79	0,05
	69,69	0,44	16,02	1,60	2,15	0,94	1,69	3,31	4,00	0,18
9	2,83	0,17	1,03	0,66	0,83	0,45	0,72	0,59	0,62	—
	69,95	0,37	14,84	0,90	1,79	1,21	1,98	3,97	4,83	0,10
10	4,57	0,19	1,29	0,80	1,07	1,08	1,47	0,59	1,06	0,07
	64,75	0,84	14,93	2,39	4,41	1,00	2,69	3,37	5,16	0,36
11	2,97	0,31	1,03	0,90	1,48	0,50	0,95	0,61	0,94	0,52
	Г е о с и н к л и н а л ь н ы е о б л а с т и									
12	74,28	0,35	12,28	1,14	1,72	0,79	1,50	3,42	4,33	—
	2,64	0,23	1,39	0,81	1,01	0,56	1,15	1,03	1,44	—
13	66,08	0,65	15,61	1,72	2,92	1,81	4,14	3,62	3,12	0,20
	1,77	0,07	0,75	0,31	0,53	0,51	1,20	1,07	1,44	0,02
14	76,42	0,31	12,20	0,66	1,78	0,51	1,11	2,90	4,01	0,05
	2,75	0,21	1,23	0,66	1,23	0,59	0,75	0,90	1,73	0,07

1. Венд-кембрийская ассоциация зоны р. Собь, Украинский щит (5 ан.; [Рифейский вулканизм..., 1968]).

2. Позднемеловая ассоциация эзопской свиты, север Буреинского массива (33 ан.; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 19 ан.; [Геология Северо-Восточной Азии, 1973; и др.]).

3. Кембрийская ассоциация Армориканского массива, Франция (33 ан.; [Chaillot-Prat, Le Call., 1978]).

4. Вендская ассоциация курганской свиты, Малый Каратау, Северный Тянь-Шань (13 ан.; [Вулканические ассоциации..., 1976; и др.]).

5. Протерозойская ассоциация алтынсынганской свиты, Атасу-Моинтинский район, Центральный Казахстан (21 ан.; [Авдеев, 1969; Вулканические ассоциации..., 1976]).

6. Позднепротерозойская ассоциация (вулканы Кройдон) Северо-Восточного Квинсленда, Австралия (18 ан.; [Sheraton, Labonne, 1978]).

7. Плиоцен-четвертичная ассоциация Чегемских нагорий и Эльбруса, Большой Кавказ (96 ан.; [Станкевич, 1976]).

8. Юрско-меловая ассоциация впадины Туле, Северный Вьетнам (40 ан.; [Даодинь Тхук, 1980]), в том числе агнайтовые породы.

9. Позднекарбонново-раннепермская ассоциация Калгутинского района, Восточный Казахстан (32 ан.; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 18 ан.; [Ермолов, Лопатников и др., 1975]).

10. Кембрийская (?) ассоциация Северо-Западной Нигерии (12 ан.; [McCurry, 1977]).

11. Среднепротерозойская метавулканическая ассоциация Ачитканского хребта, Северное Прибайкалье (54 ан.; [Бухаров, 1973; и др.]).

12. Позднеюрско-раннемеловая ассоциация центральной части цепи Черского, Восточная Сибирь (33 ан.; [Рудич, 1966]), в том числе агпайтовые породы.

13. Силуро-девонская ассоциация зоны Хилл-Энд, Новый Южный Уэльс, Австралия (9 ан.; [Cas, 1978]).

14. Протерозойская метавулканическая ассоциация свиты Большого Нарына, Срединный Тянь-Шань (14 ан.; [Вулканические ассоциации., 1976]).

Уклоны: Риолитовый 2, 3, 6, 8, 14. Мелариолитоидный — 11. Дацитовый — 13. ● Железистый — 3, 4, 8, 9, 12, 14. Умеренножелезистый — 5, 7, 13. Высокожелезистый — 2, 6, 11. ● Низкощелочной — 2, 5. Субщелочной — 3, 6, 9. Умереннощелочной — 7, 8, 10—12. ● Умереннокалиевый — 5, 6. Натрокалиевый — 2, 3, 11, 14. Натриевый — 4, 13. Умереннонатриевый — 7, 8—10, 12. ● Крайне низкоанортитовый — 8. Весьма низкоанортитовый — 2, 3, 5, 12. Низкоанортитовый — 7, 10. ● Низкоглиноземистый — 6, 8, 12, 14. Среднеглиноземистый — 2, 3, 5. Высокоглиноземистый — 7, 9, 11. Умеренно высокоглиноземистый — 13. ● Плюмазитовый — 2, 5, 6, 9.

представляют собой формации малых объемов, представлены крупными вулканическими жерловинами.

Из приведенных данных следует, что кислые ассоциации тяготеют в основном к континентальной и шельфовой обстановке накопления.

Некоторые кислые вулканические комплексы сложены только тефроидами (пепловые отложения курганской свиты, суммарной мощностью в первые сотни метров; взрывные брекчии р. Сось) или преимущественно тефроидами (миоцен Закарпатского прогиба с суммарным объемом кислых продуктов порядка 400 км<sup>3</sup>; эзопская свита с размерами кислого ареала до 75—100 км; кислая вулканическая толща Калгутинского района Калбы мощностью до 2400 м; вулканы Кройдон с площадью ареала около 300 км<sup>2</sup>; Армориканский массив). Тефроиды образованы за счет местных, в основном трещинных, источников с дополнительным привнесом из соседних вулканических зон (Закарпатский прогиб) либо за счет телепирокластики (курганская свита Малого Каратау).

В комплексе центральной части хребта Черского преобладают субвулканические риолитоиды; один крупный их массив (Буордахский) имеет площадь выхода около 200 км<sup>2</sup> при общей ширине ареала комплекса до 75 км и длине до 350 км. Преобладание лав устанавливается в районе Эльбруса (при мощности кислой толщи до 2000 м), в алтынсынганской свите (мощность кислого разреза 1500—2000 м), в домугдинской свите (мощностью до 2000 м или больше).

В лавах распознаются отдельные потоки, мощностью обычно в метры и до нескольких десятков метров, наслоения потоков (пачки, покровы), лавовые куполы и др. В туфах нередко описываются текстуры субаэрального спекания (фьямме и пр.). Субвулканические тела проявляются в виде даек и жерловин (нередко с брекчиевыми текстурами), куполов, силлоподобных залежей.

Структурное разнообразие кислых вулканических пород дополняется неодинаковой их порфировостью. Чаще преобладают афировые, скудно- и умереннопорфировые породы (Эльбрус, Северо-Западное Прибалхашье, Прибайкалье), но иногда умеренно- и обильнопорфировые (хребет Черского, Армориканский массив, Хилл-Энд).

В районе Эльбруса ясно устанавливается, что толща кислых лав и туфов образована как в результате длительного развития крупного вулканического центра (гора Эльбрус), так и за счет ареальной системы моногенных трещинных и центральных аппаратов (Верхне- и Нижнечегемское вулканическое плато). Мощные кислые лавы трещинных излияний предполагаются в разрезе домугдинской свиты Прибайкалья.

Эффузивы и субвулканы рассматриваемых формаций в ряде случаев

четко увязываются с геологически одновременными или несколько более поздними гиабиссальными и среднеглубинными гранитоидами, составляя с ними чисто кислые вулканоплутонические ассоциации (северное обрамление Буреинского массива; хребет Черского; впадина Туле; алтынсыганская свита с узунжалским гранитоидным комплексом; домугдинская свита с ирельскими гранитоидами; вулканы штата Миссури с гранитоидами Муско; вулканы Кройдон с гранитами Эмеральда). При этом гранитоиды могут слагать очень крупные массы (хребет Черского).

Во вкрапленниках лав и субвулканитов обычно присутствует плагиоклаз (альбит-олигоклаз, иногда андезин), в большинстве случаев также кварц, реже калишпат (пертит, калиевый анортоклаз или санидин) и биотит, еще реже роговая обманка, гиперстен, клинопироксен.

Из табл. 25 следует, что от комплекса к комплексу кислая группа значительно варьирует по общей меланократовости и щелочности, соотношению щелочей, анортитовости, глиноземистости, железистости. Умереннощелочной уклон сопряжен с повышенной встречаемостью в породах вкрапленников калишпата и биотита, а низкощелочной — с повышенной встречаемостью кварца. В метавулканических комплексах натриевость отчасти повышена, а анортитовость понижена за счет альбитизации плагиоклаза.

В формациях рассматриваемого класса суммарно преобладают риолиты с их тефроидами. Меланократовые разновидности иногда уклоняются в область ацидлатитовых (кварцево-латитовых) составов (хребет Ажитканский; р. Собь; северо-запад Нигерии); они по всем учтенным петрохимическим показателям, а также по петрографическим признакам и геологическим соотношениям не обнаруживают отрыва от заведомо кислых пород.

Малое число найденных примеров не позволяет пока выявить отличия состава кислой группы рассматриваемых простых формаций от состава кислой группы в сложных комплексах, а также статистические различия между палеотектонически разными ассоциациями. Однако выявляются некоторые аномальные случаи. Так, в алтынсыганской свите кислая группа имеет калиевый уклон при низкой общей щелочности. Платформенные умереннощелочные калиевые кислые вулканы р. Собь оказываются умеренномагневыми; такие же разновидности есть на северо-западе Нигерии.

Между отдельными комплексами разных палеотектонических типов можно видеть как четкие различия, так и аналогии состава.

### *СУЩЕСТВЕННО РИОЛИТОИДНЫЕ АССОЦИАЦИИ*

Существенно риолитоидные ассоциации регионального масштаба довольно распространены.

Существенно кислые ассоциации с субмелалапикритоидной и базальтоидной группами пород явно очень редки. К ним можно отнести «трапповый» комплекс Йемена и один из метавулканических комплексов Улугтау, Центральный Казахстан (табл. 26), пока слабо изученные.

Существенно кислые ассоциации с базальтоидной группой распространены гораздо меньше, чем существенно базальтоидные с кислой группой. Неблагоприятны для их появления океанические области (возможное единственное пока исключение — четвертичная туфовая ассоциация малой мощности в Северо-Западной котловине Тихого океана).

В последнем районе [Репечка, 1974; Чайников, 1975] грунтовыми трубками во многих пунктах установлены прослои пепловых туфов песчаной и алевроитовой размерности и пирокластическая примесь в глинистых осадках. Пепловый материал представлен, как правило, стеклами, имеет характерные взрывные формы, гранулометрически резко отличается от осадочного цемента и материала осадочных слоев. Туфовые

Петрохимические данные для существенно риолитоидных ассоциаций с базальтоидной и субмелалпикритоидной группами пород

Номер	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
П л а т ф о р м а										
1а	72,27	0,29	12,50	3,50	0,53	0,37	1,20	4,49	4,45	0,25
	3,35	—	2,68	1,88	0,56	0,31	0,88	1,04	1,25	—
б	49,15	2,49	16,65	6,35	6,17	4,88	9,25	3,14	1,37	0,48
	2,75	1,65	2,51	3,50	3,02	2,52	1,95	0,99	0,83	—
в	43,82	3,56	12,22	7,82	6,91	9,49	13,35	1,48	1,08	0,26
	2,05	0,80	1,16	3,26	3,03	1,83	1,60	0,41	0,53	—
Г е о с и н к л и н а л ь н а я о б л а с т ь										
2	75,96	0,20	13,08	1,29	1,10	0,38	0,49	2,93	4,47	0,06
	2,34	0,18	1,09	1,31	0,55	0,31	0,33	1,31	1,12	0,06

1. Эоцен-миоценовая субмелалпикритоидно-базальтоидно-трахилипаритоидная ассоциация Йемена [Mohr, 1970; Civetta, La Volpe, Liger, 1978]. а. Кислая группа (10 ан.; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 6 ан.), в том числе агпаитовые породы. Уклон железистый, среднещелочной, натрокалиевый, весьма низкоанортитовый. б. Базальтоидная группа (11 ан.; TiO<sub>2</sub> — 6 ан.; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 9 ан.). в. Субмелалпикритоидная группа (8 ан.; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 2 ан.). Уклон железомagneиный, крайне высокоглиноземистый, весьма высокотитанистый.

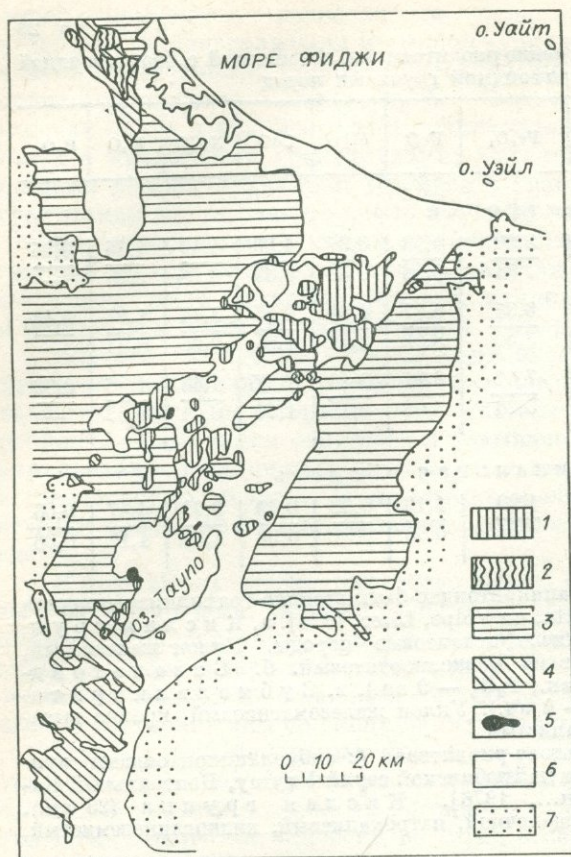
2. Среднепротерозойская базальтово-риолитовая (с субмелалпикритоидами) вулканическая ассоциация жийдинской и майтубинской серий Улутау, Центральный Казахстан [Вулканические ассоциации..., 1976]. Кислая группа (25 ан.). Уклон риолитовый, железистый, субщелочной, натрокалиевый, низкоглиноземистый, пилмазитовый.

прослой довольно чистые, почти без осадочной глинистой примеси. В пределах каждого прослоя частицы по петрографическому характеру однообразны (либо кислый, либо редко базальтоидный состав; однообразный петрографический облик стекол и микролитов в них).

Доля туфового материала в осадках на обширной обследованной площади составляет первые проценты, хотя в отдельных колонках доходит до десятков процентов. Мощность пепловых прослоев — от миллиметров до первых дециметров, в общем уменьшается от центральных частей впадины к периферии (к Курило-Камчатскому глубоководному желобу и к Северо-Восточной котловине Тихого океана). Особенности распределения гранулометрии и петрографического состава позволяют предполагать местное подводное происхождение туфового материала, по крайней мере, для чисто пепловых прослоев.

Явно редки существенно риолитоидные ассоциации с базальтоидной группой в пределах древних платформ. Имеющиеся два примера — плиоцен-четвертичная ассоциация Главного Эфиопского рифта (см. рис. 22) и миоцен-плиоценовая в районе Аден (см. рис. 19) ассоциируются с рифтовыми поясами. Объемы вулканитов в этих двух ассоциациях велики. В Главном Эфиопском рифте мощность кислой вулканической толщи на очень больших площадях доходит до 300—500 м, а базальтоиды образуют вулканические поля общей площадью более 1000 км<sup>2</sup>. Кислые вулканические продукты серии Аден имеют объем около 7000 км<sup>3</sup>, базальтоидные — около 3000 км<sup>3</sup> [Mohr, 1968].

В морях (вне районов материково-шельфовых плато) молодые существенно кислые с базальтоидами ассоциации можно проиллюстрировать примером с о. Мейор в море Фиджи на материковом склоне Новой Зеландии.



Р и с. 35. Вулканическая зона Таупо, Северный остров Новой Зеландии [Ewart, Stipp, 1968].  
 1 — риолитовые лавы; 2 — дацитовые лавы; 3 — кислые тефроиды, преимущественно игнимбриты; 4 — андезитовые лавы; 5 — базальты; 6 — четвертичные озерные, речные и другие рыхлые отложения; 7 — складчатый мезозой.

ва (до 2 км). Крупные поля занимают молодые вулканиты Сардинии. Объем кислых вулканитов в тысячи и десятки тысяч кубических километров имеют многие вулканические ассоциации более древних материковых плато, такие как меловая — палеоценовая Юго-Западной Японии (см. рис. 36), поздне меловая Центрально-Чукотского сектора Охотско-Чукотского вулканического пояса, меловая Баджальской зоны Среднего Приамурья, девонская Центрального Казахстана.

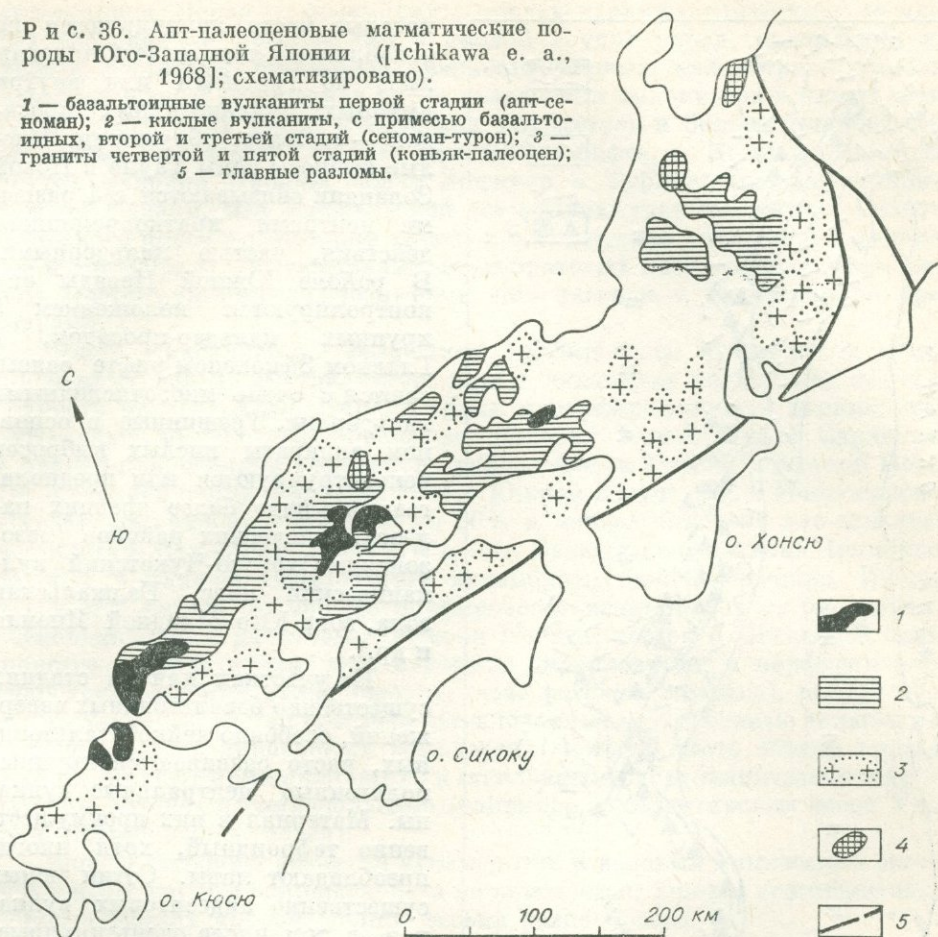
Мощные базальтоидно-кислые вулканические ассоциации изучены в ряде геосинклиналино-складчатых разрезов (эйфель-фран Рудного Алтая, нижний кембрий Салаирского кряжа, майтубинская серия протерозоя Улутау в Центральном Казахстане с суммарными мощностями кислых эффузивов и их тефроидов в 1—2 км; кислая аралбайская свита протерозоя Улутау мощностью свыше 5 км и др.). Есть основания считать, что здесь эти ассоциации более характерны для зон поднятия (в том числе островных цепей), чем для прогибов. Однако в некоторых областях ассоциации занимают огромные площади — в раннем протерозое Улутау; в карбоне — ранней перми Южной Джунгарии; их можно отнести к образованиям слаборасчлененных геосинклиналиных впадин. Все базальтоидно-кислые (как и остальные существенно кислые) вулканические ассоциации со значительными мощностями и объемами кислой группы расположе-

Большие площади и объемы занимают базальтоидно-кислые четвертичные и неогеновые ассоциации упорядоченных орогенов — в зоне Таупо Новой Зеландии (рис. 35; объем кислых вулканитов около 5000 км<sup>3</sup>), Японии (рис. 36), Чилийских Андах (рис. 37), ассоциации поздне мелового-палеоценового орогена Восточного Сихотэ-Алиня, пермотриасового орогена Южной Джунгарии, орогенной хибеленской свиты протерозоя Северного Прибайкалья. Большие массы кислых эффузивов приурочены к неогеновому упорядоченному орогену Внутренних Карпат; на юге гор Токэй только мощность кислой толщи сармата доходит до 1400 м.

Из сравнительно немногочисленных кайнозойских базальтоидно-кислых ассоциаций внеплатформенных материковых плато большую мощность кислых вулканитов имеют плиоцен-четвертичный комплекс района вулкана Эрджияс в Турции (до 3 км), неогеновая ассоциация Южной Невады (до 2 км), эоцен-миоценовая ассоциация Родопского массива

Р и с. 36. Апт-палеоценовые магматические породы Юго-Западной Японии ([Ichikawa e. a., 1968]; схематизировано).

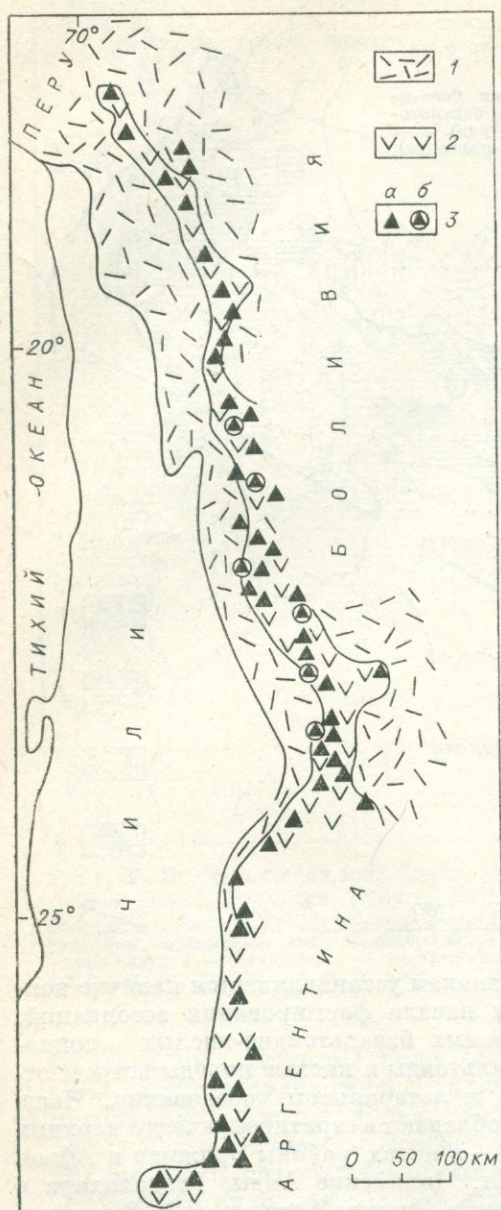
1 — базальтоидные вулканиты первой стадии (апт-сеноман); 2 — кислые вулканиты, с примесью базальтоидных, второй и третьей стадий (сеноман-турон); 3 — граниты четвертой и пятой стадий (коньяк-палеоцен); 5 — главные разломы.



ны в зонах, где по тем или иным признакам устанавливается наличие континентализованной коры к моменту начала формирования ассоциаций.

Полевые данные о рассматриваемых базальтоидно-кислых ассоциациях свидетельствуют о том, что базальтоиды и кислые породы встречаются в разнообразном переслаивании и латеральном чередовании. Чаще кислые вулканогенные продукты преобладают в стратиграфически верхних частях разреза комплекса, но иногда — в низах (районы Эрджияс и Афьон в Турции, Главный Эфиопский рифт, Чилийские Анды, Гвадалахара в Мексике, эйфель-франская ассоциация в Рудном Алтае и др.). Выводные каналы кислых эффузивов бывают сближены и даже совмещены с каналами базальтоидов в одних полигенных вулканических постройках центрального типа, и кислые вулканиты сложно чередуются с базальтоидами. Одним из примеров является крупная существенно кислая постройка вулкана Товада на о. Хонсю, Япония, с накоплениями многочисленных риолитовых пемзопадов на склонах.

Однако даже в полигенных центральных постройках кислые породы проявляют тенденцию образовывать отдельные резко ограниченные и хорошо картируемые тела и обособленные от базальтоидов скопления. Явно реже, чем базальтоиды, они дают длительно повторяющиеся извержения из главного кратера крупных центральных вулканов, это устанавливается не только для новейших, но и для палеовулканов. Кислые эффузивные массы чаще проявляют связь с вулканическими аппаратами моногенными (кратковременного действия) — трещинными и центральными,



Р и с. 37. Миоцен-четвертичные вулканические образования в Северном Чили, Центральные Анды [Pichler, Zeil, 1972].

1 — кислые вулканиды; 2 — базальтоидные вулканиды; 3 — центральные вулканы потухшие (а) и действующие (б).

балхашья, кобленц—живет Западного Тарбагатая, кембрий Южной Оклахомы) или даже преобладают («платориолиты» эоцена—миоцена Родопского массива; ранний мел (?) Северных Виргинских островов; поздний карбон—пермь Сержихинской зоны в Рудном Алтае; позднедокембрийская формация Гуперас в Южной Намибии и др.).

В большинстве наземных существенно кислых вулканических ассоциаций описаны игнимбритовые текстуры, которые позволяют предполагать широкое развитие процессов спекания (сваривания) туфов и пемзо-

которые часто группируются по ослабленным тектоническим зонам либо по границам или внутри крупных вулканогенных просядок — кальдер обрушения. Кислые выбросы зоны Таупо в Новой Зеландии связываются с 4 разными центрами кратковременного действия, частью кальдерными. В районе Южной Невады они контролируются положением 5 крупных кальдер-просядок, в Главном Эфиопском рифте связываются с очень многочисленными кальдерами. Трещинные в основном аппараты кислых выбросов реконструируются или предполагаются в ряде более древних палеовулканических районов (мезозойские Охотско-Чукотский вулканический пояс, Баджалская зона, зона Юго-Западной Японии и др.).

На участках или на стадиях существенно базальтоидных извержений, особенно лейкобазальтоидных, часто развиваются крупные полигенные центральные вулканы. Материал в них преимущественно тефроидный, хотя иногда преобладают лавы. Сотни юных существенно андезитовых вулканов, в том числе очень крупные, известны в Чилийских Андах, десятки — в зоне Таупо Новой Зеландии и т. д. Базальты, в отличие от андезитов, более склонны группироваться около трещинных каналов и давать лавовые потоки и покровы (зона Таупо, зона Лебомбо в Мозамбике)

В кислой группе обычно преобладают тефроиды, но в некоторых комплексах кислые лавы и субвулканиды не уступают им по объему (миоцен—плиоцен района Адена, верхняя пермь — триас Южной Джунгарии, средний — верхний карбон Северного При-

вых потоков. Породы с игнимбритовыми текстурами (игнимбриты) во многих ассоциациях преобладают в кислой группе пород, накопления их иногда достигают суммарной мощности первых километров, слагают плато площадью до десятков тысяч квадратных километров и имеют объемы до нескольких тысяч кубических километров и больше (плиоцен-четвертичные комплексы Главного Эфиопского рифта, о. Кюсю и некоторых других районов Японии, района Эрджияс в Турции; миоцен—плиоцен Южной Невады, мел Баджалской зоны Приамурья и Восточно-Сихотэ-Алинского пояса и некоторые другие вулканические комплексы в фанерозое и докембрии). Поставщиками игнимбритовых масс считаются в основном крупные трещинные извержения, сопряженные с кальдерами — про-садками.

Часто фиксируется повышенная порфирированность игнимбритов и сопряженных лав и субвулканитов, хотя в некоторых комплексах эта особенность не проявлена. Вкрапленники и порфирокласты в игнимбритах составляют до 30—40% объема на островах Юго-Западной Сардинии, в миоцен-плиоценовых комплексах района Афьон Турции и Южной Невады, в верхней перми и нижнем триасе Южной Джунгарии и Монастырско-Луизинского района Приморья, до 50% в миоцен-плиоцене юго-западной части штата Нью-Мексико, до 60% в мелу Баджалского района Приморья, до 80% в плиоцен-четвертичных игнимбритах района Эрджияс. Иногда отмечается четкое повышение порфирированности игнимбритов от риолитовых разновидностей к дацитовым (Южная Невада, восток о. Кюсю). В большинстве случаев игнимбриты содержат вкрапленники и порфирокласты гидроксильных минералов (биотит, реже роговую обманку), иногда полнокристаллические или частично остеклованные гранитоидные включения. В некоторых эродированных комплексах главную часть объема кислых масс составляют кристаллические и стекловатые субвулканические тела — куполо-, штоко- и силлообразные (например, в Индигирском звене Уядино-Ясачнинского пояса).

Между степенью развития игнимбритов и валовым химическим составом кислой группы сопряженности не намечается; химизм игнимбритовых пород в рамках кислой группы весьма разнообразен.

Петрохимически (табл. 27) кислая группа пород обнаруживает преимущественно лейкократовый уклон (риолиты значимо преобладают более чем в 40 ассоциациях, дациты лишь в одной). Явно преобладает умереннощелочной уклон (почти в 40 ассоциациях против 8 ассоциаций с низкощелочной кислой группой). Таким образом, четко выявляются лейкократовая и умереннощелочная тенденции кислой группы в существовании кислых вулканических ассоциаций с базальтоидами, в общем не свойственные этой группе в существовании базальтоидных ассоциациях.

Уклоны по соотношению щелочей — от калиевого до высоконатриевого, причем последний более характерен для геосинклинальных ассоциаций, где связан в значительной мере с региональной альбитизацией плагиоклазов и калишпатов (калишпаты часто оказываются устойчивее плагиоклаза). В геосинклинальных ассоциациях встречены даже «крайне высоконатриевые» вторичные уклоны кислой группы. Но нередко альбитизация не уничтожает первичного умереннонатриевого или натрокалиевого уклона кислой группы геосинклинальных эффузивов. Высоконатриевый уклон группы редок в кайнотипных ассоциациях (вулкан Товада). Калиевый уклон отмечен в единичных ассоциациях упорядоченного орогена (протерозой Северного Прибайкалья) и материкового плато (поздний неоген района Афьон). Кислая группа туфов Северо-Западной котловины Тихого океана оказалась натриевой со значительным участием высоконатриевых разновидностей.

Преобладания низко- или высокоглиноземистых уклонов группы по имеющейся выборке ассоциаций не устанавливается. Агпайтовые разно-

## Петрохимические данные для базальтоидно-риолитоидных ассоциаций

Номер	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
П л а т ф о р м ы										
1a	70,18	0,46	11,68	3,19	3,18	0,17	0,69	5,80	4,28	0,10
	2,94	0,18	2,25	1,66	1,57	0,19	0,60	0,65	0,45	0,14
б	52,03	2,20	15,86	3,16	7,55	4,51	8,33	4,08	1,51	0,57
	4,93	0,71	1,63	1,14	1,60	2,15	2,81	1,12	1,02	0,22
2a	69,47	0,36	12,90	4,00	1,61	0,24	1,54	5,38	4,22	0,10
	2,50	0,17	1,62	1,46	1,02	0,19	1,01	0,72	0,55	—
б	55,20	1,92	15,39	6,74	3,87	2,85	6,42	4,68	2,23	0,42
	6,65	1,10	1,16	2,93	2,16	2,37	3,05	1,13	1,17	0,27
М а т е р и к о в о - ш е л ь ф о в ы е п л а т о										
3a	69,20	0,43	15,35	1,52	1,41	1,48	3,70	3,74	2,97	0,11
	2,01	0,17	1,20	1,22	0,61	0,43	1,13	0,50	0,73	0,04
б	54,90	1,01	17,17	3,68	4,40	5,28	8,18	3,77	1,16	0,27
	5,63	0,29	1,02	0,91	1,57	2,05	2,29	0,23	0,83	0,07
4	74,94	0,32	13,22	1,36	0,48	0,24	0,59	3,70	5,06	0,18
	3,90	0,35	1,30	0,71	0,60	0,41	1,29	0,58	0,90	—
5a	76,31	0,10	12,98	1,14	0,18	0,31	0,89	2,62	5,29	0,13
	0,64	0,11	0,48	0,51	0,05	0,21	0,15	0,25	0,35	0,20
б	56,30	1,29	14,85	4,16	2,22	5,38	6,05	2,77	6,11	0,72
	3,50	0,25	1,70	1,07	1,57	2,60	1,48	0,85	2,22	0,18
6a	71,49	0,51	13,77	2,97	0,78	0,31	0,93	4,23	4,92	0,18
	3,45	0,31	2,48	1,41	0,58	0,27	0,97	0,93	0,69	—
б	57,77	0,72	18,91	3,99	3,64	3,02	7,90	2,55	1,41	0,19
	3,63	0,27	1,36	1,29	1,25	1,00	1,35	0,38	0,39	—
7a	67,17	0,52	16,31	3,56	0,79	1,06	3,44	3,02	3,79	0,28
	2,54	0,09	1,34	0,83	0,44	0,58	0,63	0,31	0,75	0,09
б	60,98	0,65	17,59	4,20	1,72	2,42	5,82	3,49	2,69	0,32
	1,61	0,08	0,73	0,98	0,85	0,64	0,56	0,34	0,37	0,07
8a	74,70	0,17	13,87	1,04	0,91	0,29	1,42	3,05	4,47	0,04
	2,41	0,18	1,31	0,68	0,59	0,32	0,92	0,76	1,35	—
б	61,69	0,62	17,59	2,61	3,24	3,26	6,24	2,54	2,02	0,12
	3,03	0,29	1,48	1,21	1,51	1,26	1,52	0,44	0,79	—
9a	73,20	0,26	13,99	1,31	0,42	0,31	0,93	4,14	5,29	0,06
	3,66	0,16	1,72	0,76	0,43	0,21	0,62	0,58	0,55	0,06
б	54,84	1,63	16,83	4,86	3,81	4,06	6,90	3,90	2,37	0,69
	4,05	0,31	0,29	2,13	1,10	1,54	1,71	0,56	0,75	0,15
10a	69,86	0,40	14,68	1,86	1,43	1,33	2,91	3,38	3,86	0,23
	3,94	0,15	1,99	0,94	0,93	0,80	1,08	0,73	0,99	0,20
б	58,88	0,79	16,70	3,85	3,47	3,37	6,87	3,08	2,64	0,23
	3,65	0,32	1,51	1,48	1,62	1,02	1,69	0,58	1,02	0,16
11a	72,01	0,29	14,70	1,38	0,74	0,72	1,84	3,23	4,97	0,11
	57,72	0,85	17,36	3,71	2,98	3,41	6,84	3,23	3,46	0,40
б	75,16	0,21	13,35	1,10	1,10	0,34	0,74	2,23	5,70	0,08
	3,80	0,17	1,59	0,89	0,80	0,29	0,75	1,39	1,09	—

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
б	<u>59,15</u> 1,85	<u>0,84</u> 0,12	<u>18,37</u> 1,92	<u>2,24</u> 0,81	<u>4,57</u> 1,82	<u>2,99</u> 1,17	<u>6,48</u> 1,23	<u>3,02</u> 0,44	<u>2,08</u> 0,61	<u>0,07</u> —
13a	73,66	0,20	13,81	0,89	1,56	0,45	1,82	3,38	4,12	0,04
б	59,47	0,83	16,91	2,34	3,99	5,07	5,46	4,08	1,50	0,24
14a	<u>72,67</u> 2,54	<u>0,49</u> 0,28	<u>13,60</u> 1,05	<u>1,05</u> 0,46	<u>2,29</u> 0,73	<u>0,64</u> 0,48	<u>1,18</u> 0,57	<u>3,48</u> 1,07	<u>4,42</u> 1,24	<u>0,14</u> 0,09
15a	<u>70,09</u> 3,50	<u>0,39</u> 0,15	<u>15,47</u> 0,98	<u>1,79</u> 0,68	<u>1,48</u> 0,70	<u>0,88</u> 0,45	<u>2,06</u> 1,17	<u>3,62</u> 0,45	<u>4,02</u> 0,52	<u>0,14</u> 0,06
б	<u>60,49</u> 3,52	<u>0,79</u> 0,16	<u>17,30</u> 0,54	<u>2,83</u> 0,54	<u>3,56</u> 1,14	<u>2,96</u> 1,22	<u>5,79</u> 1,47	<u>3,13</u> 0,37	<u>2,71</u> 0,57	<u>0,27</u> 0,06
16a	72,33	0,28	14,46	0,66	2,07	0,64	2,37	3,40	3,66	0,08
б	<u>63,28</u> 2,37	<u>0,63</u> 0,22	<u>17,14</u> 1,47	<u>1,53</u> 0,74	<u>4,35</u> 1,06	<u>2,29</u> 1,25	<u>5,16</u> 1,17	<u>3,28</u> 0,69	<u>2,13</u> 1,03	<u>0,10</u> —
17a	<u>75,47</u> 3,22	<u>0,25</u> 0,19	<u>13,34</u> 1,43	<u>1,16</u> 0,87	<u>1,32</u> 0,96	<u>0,20</u> 0,23	<u>0,84</u> 0,75	<u>2,86</u> 1,28	<u>4,48</u> 1,03	<u>0,02</u> 0,02
б	<u>60,42</u> 2,84	<u>0,87</u> 0,59	<u>17,54</u> 0,89	<u>1,87</u> 1,45	<u>5,18</u> 1,97	<u>3,53</u> 1,71	<u>5,43</u> 1,71	<u>3,35</u> 1,09	<u>1,56</u> 0,77	<u>0,10</u> 0,08
18a	<u>72,08</u> 4,69	<u>0,30</u> 0,24	<u>14,00</u> 1,78	<u>2,03</u> 1,53	<u>1,95</u> 1,55	<u>0,33</u> 0,25	<u>1,07</u> 0,87	<u>3,01</u> 1,14	<u>5,12</u> 0,94	<u>0,07</u> 0,06
б	53,78	0,83	16,52	7,28	5,95	3,82	5,25	3,35	2,70	0,32
19a	<u>75,85</u> 2,84	<u>0,22</u> 0,11	<u>13,49</u> 1,52	<u>1,76</u> 0,79	<u>1,40</u> 0,65	<u>0,21</u> 0,17	<u>0,38</u> 0,48	<u>2,21</u> 1,31	<u>4,38</u> 0,78	<u>0,06</u> 0,05
б	<u>55,63</u> 6,07	<u>1,62</u> 0,73	<u>17,88</u> 2,50	<u>4,76</u> 2,05	<u>4,85</u> 1,89	<u>3,50</u> 1,87	<u>5,87</u> 3,07	<u>2,97</u> 1,47	<u>2,49</u> 1,26	<u>0,26</u> 0,27
20a	<u>74,98</u> 2,61	<u>0,21</u> 0,18	<u>13,24</u> 1,11	—	<u>1,81</u> 0,75	<u>0,29</u> 0,38	<u>1,09</u> 1,10	<u>3,10</u> 0,66	<u>4,97</u> 0,66	<u>0,08</u> 0,11
б	<u>57,65</u> 6,27	<u>1,26</u> 0,45	<u>17,30</u> 0,90	—	<u>7,32</u> 2,00	<u>2,83</u> 1,19	<u>7,14</u> 2,83	<u>3,62</u> 0,56	<u>1,73</u> 1,02	<u>0,23</u> 0,05
21a	75,13	0,15	12,09	1,56	1,61	0,31	0,52	2,40	6,16	—
б	50,58	2,47	15,80	2,52	7,22	9,78	4,96	4,07	2,02	—
22a	<u>73,35</u> 4,78	<u>0,35</u> 0,26	<u>12,96</u> 2,26	<u>2,32</u> 1,42	<u>1,38</u> 1,06	<u>0,72</u> 0,56	<u>1,38</u> 0,97	<u>3,85</u> 1,56	<u>3,54</u> 1,47	<u>0,12</u> —
б	<u>57,21</u> 4,36	<u>0,99</u> 0,36	<u>16,78</u> 1,29	<u>4,98</u> 1,88	<u>3,97</u> 1,75	<u>3,61</u> 1,87	<u>6,08</u> 2,09	<u>4,45</u> 1,19	<u>1,48</u> 0,91	<u>0,27</u> 0,20
23a	<u>72,55</u> 4,23	<u>0,40</u> 0,22	<u>14,27</u> 1,81	<u>1,99</u> 1,31	<u>1,32</u> 0,92	<u>0,56</u> 0,36	<u>1,25</u> 0,94	<u>4,26</u> 1,72	<u>3,26</u> 2,04	<u>0,12</u> —
б	<u>57,70</u> 5,00	<u>1,02</u> 0,54	<u>16,65</u> 1,29	<u>5,01</u> 1,91	<u>3,56</u> 1,83	<u>3,65</u> 1,86	<u>6,39</u> 2,95	<u>3,67</u> 0,92	<u>1,92</u> 1,01	<u>0,47</u> —
24a	<u>73,20</u> 3,79	<u>0,28</u> 0,17	<u>13,22</u> 1,58	<u>1,90</u> 1,06	<u>1,62</u> 0,87	<u>0,55</u> 0,42	<u>1,30</u> 1,20	<u>3,42</u> 1,64	<u>4,37</u> 2,04	<u>0,07</u> 0,07
б	<u>59,75</u> 4,08	<u>1,00</u> 0,33	<u>16,59</u> 1,90	<u>4,27</u> 1,50	<u>3,54</u> 1,72	<u>3,02</u> 1,51	<u>5,08</u> 2,31	<u>3,56</u> 1,21	<u>2,81</u> 2,00	<u>0,25</u> 0,27
25a	<u>73,95</u> 3,28	<u>0,21</u> 0,12	<u>13,33</u> 1,56	<u>1,47</u> 0,80	<u>1,21</u> 0,91	<u>0,45</u> 0,33	<u>0,93</u> 0,80	<u>3,51</u> 1,36	<u>4,87</u> 1,68	<u>0,14</u> —
б	<u>55,92</u> 3,95	<u>1,22</u> 0,28	<u>17,06</u> 1,37	<u>4,41</u> 0,51	<u>4,13</u> 0,97	<u>4,35</u> 1,41	<u>7,08</u> 1,88	<u>3,52</u> 0,60	<u>1,71</u> 0,55	<u>0,93</u> —

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
26а	69,74	0,37	15,60	1,87	1,68	1,19	2,04	3,66	3,66	0,11
	3,93	0,16	1,44	1,18	0,91	0,65	1,27	0,84	0,95	0,07
б	58,13	0,81	17,66	3,71	4,22	3,70	6,09	3,27	2,09	0,18
	2,94	0,18	0,86	0,92	0,91	0,86	1,39	0,50	0,92	0,10
27а	70,12	0,33	15,17	1,96	1,46	0,87	1,66	3,83	4,27	0,11
	4,19	0,17	2,04	0,98	0,99	0,72	1,23	0,78	0,90	0,09
б	62,08	0,65	17,24	3,59	2,52	1,78	2,84	5,24	3,71	0,23
	2,78	0,27	1,28	1,66	1,38	0,79	0,98	1,12	1,16	0,12
28а	75,78	0,20	12,61	2,04	0,56	0,19	0,31	3,53	4,75	0,03
	1,75	0,04	1,75	0,41	0,14	0,27	0,07	0,79	1,40	0,02
б	49,20	2,46	17,55	6,95	5,74	6,78	5,18	5,07	0,30	0,44
	3,17	0,50	0,96	2,71	1,35	0,76	1,86	1,07	0,18	0,10
29а	74,40	0,22	12,78	1,59	1,07	0,15	0,71	3,91	5,11	0,02
	3,85	0,12	1,61	1,04	0,98	0,13	0,49	1,04	0,77	0,02
б	48,83	3,23	16,37	4,59	8,81	5,37	8,40	3,44	0,45	0,37

## Параллельноупорядоченные орогены

30а	68,63	0,75	15,10	1,96	2,41	1,36	4,35	4,15	0,98	0,19
	3,22	0,20	0,57	0,78	0,85	0,61	0,95	0,25	0,13	0,04
б	58,21	1,09	17,01	3,28	5,33	3,27	7,89	3,06	0,51	0,21
	4,17	0,18	1,14	1,20	1,46	1,22	1,70	0,56	0,19	0,17
31а	70,35	0,42	16,43	3,29	0,25	0,64	2,12	3,69	2,79	0,11
	2,62	0,13	1,78	0,99	0,64	0,19	0,69	0,37	0,47	—
б	59,44	0,86	17,39	2,78	4,16	3,73	6,96	2,71	1,65	0,17
	3,00	0,18	0,81	0,72	1,08	0,47	1,20	0,32	0,44	0,03
32а	74,32	0,27	13,82	1,32	0,80	0,37	1,70	3,77	3,52	0,06
	2,12	0,13	0,96	0,73	0,36	0,27	0,59	0,49	0,52	0,05
б	73,44	0,33	13,66	1,38	1,00	0,51	2,06	4,21	3,04	0,06
	3,13	0,16	1,34	0,97	0,35	0,43	0,84	0,45	0,37	0,06
в	74,63	0,25	13,79	1,29	0,72	0,32	1,56	3,61	3,70	0,06
	1,54	0,11	0,94	0,63	0,34	0,16	0,42	0,41	0,45	0,05
г	57,15	0,79	16,10	1,85	5,89	5,63	8,43	2,77	1,12	0,13
	5,27	0,29	1,27	1,23	2,33	2,03	2,25	0,44	0,66	0,12
33а	71,82	0,38	14,45	2,03	0,38	0,78	2,36	3,53	4,10	0,09
	4,86	0,25	1,67	1,35	0,41	0,62	1,67	0,44	0,65	0,06
б	62,14	0,72	16,73	1,97	3,28	3,00	5,22	4,10	2,55	0,21
	3,13	0,11	0,91	0,55	0,98	1,28	1,17	0,45	0,56	0,04
34	72,76	0,31	14,82	1,55	1,31	0,35	2,39	3,42	2,93	0,08
	3,47	0,15	1,59	1,06	1,02	0,30	0,80	0,75	0,59	—
35а	74,25	0,22	13,97	1,10	0,57	0,52	1,56	3,02	4,67	0,07
	4,41	0,18	1,79	0,96	0,52	0,58	1,12	1,03	1,09	0,07
б	56,21	1,28	15,37	2,45	6,34	5,18	7,38	3,03	2,17	0,44
	1,42	0,35	0,63	0,85	0,92	1,54	0,73	0,54	0,50	0,16
36а	68,68	0,44	15,40	1,99	0,98	1,36	3,08	3,56	4,24	0,21
	2,95	0,10	1,30	0,73	0,53	0,51	1,05	0,65	0,85	0,12
б	60,45	0,92	17,59	3,75	3,21	2,75	5,05	3,29	2,54	0,43
37а	72,74	0,32	14,20	1,56	1,70	0,60	1,32	3,42	3,97	0,08
	3,34	0,19	1,58	0,69	0,99	0,46	1,12	0,79	0,86	0,16

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
б	61,15	0,87	17,42	2,89	4,08	2,55	5,24	3,34	2,11	0,15
	2,71	0,17	1,62	1,09	1,39	0,93	1,41	0,98	0,67	0,11
38a	75,23	0,18	13,58	1,21	1,15	0,44	0,78	2,43	4,88	0,06
	3,29	0,12	1,30	0,86	0,77	0,53	1,06	1,29	1,43	0,12
б	60,23	0,93	16,74	2,81	4,57	3,49	5,19	2,73	2,97	0,19
	4,49	0,38	1,59	1,35	1,67	1,65	2,23	0,69	1,65	0,17
39a	70,25	0,38	15,54	1,68	1,29	0,84	1,69	4,21	3,91	0,10
б	57,76	0,86	16,80	3,09	4,44	4,41	7,12	2,92	2,05	0,42
	73,17	0,28	14,00	1,10	1,28	0,42	0,60	3,89	5,16	0,06
40a	3,23	0,18	1,48	0,57	0,54	0,22	0,28	1,13	0,85	0,06
	61,83	1,45	16,18	3,39	3,54	1,84	3,66	4,37	3,21	0,44
41a	70,79	0,42	14,86	1,42	1,94	0,74	1,50	4,31	3,84	0,10
	4,13	0,24	1,65	0,98	1,25	0,56	0,93	1,25	1,13	0,10
б	54,74	1,32	18,00	4,57	4,72	3,41	6,43	4,32	1,96	0,37
	3,73	0,39	1,75	2,25	1,70	1,11	2,30	0,81	0,94	0,19
42a	71,87	0,29	14,12	2,06	0,67	0,62	1,48	3,73	5,00	0,09
	4,14	0,19	2,09	0,98	0,46	0,50	0,83	1,56	1,70	0,06
б	59,19	0,77	17,78	5,09	2,08	2,73	5,18	4,44	2,42	0,18
	4,36	0,23	1,47	1,59	1,52	1,17	2,37	1,43	1,02	0,06
43a	70,95	0,41	14,30	2,56	0,76	0,99	1,96	4,27	3,58	0,12
	3,64	0,16	1,64	1,02	0,66	0,50	1,10	1,09	1,35	0,14
б	58,67	0,73	17,45	5,38	2,06	3,18	5,94	4,16	2,11	0,22
	4,33	0,20	1,69	1,89	1,50	1,31	2,27	1,05	1,21	0,12
44a	72,61	0,32	13,71	1,47	1,69	0,56	1,24	3,64	4,69	—
б	55,63	1,15	17,19	5,81	2,96	3,85	6,90	3,94	2,55	—
	70,95	0,45	14,21	1,85	2,48	0,66	1,51	4,69	3,04	0,13
45a	2,90	0,18	1,02	1,25	1,45	0,51	0,81	1,04	1,00	—
	57,23	1,33	16,04	4,67	5,16	3,36	7,09	3,79	1,00	0,20
б	2,42	0,41	1,47	1,65	1,51	1,03	1,33	0,96	0,43	0,15
	68,44	0,58	14,64	1,97	3,81	0,80	1,90	3,99	3,77	—
46a	57,03	0,83	18,70	5,11	3,72	3,59	6,34	3,51	1,05	—
	72,04	0,44	13,95	2,21	1,11	0,85	1,19	4,38	3,74	0,03
47a	4,31	0,23	1,50	1,43	0,71	0,67	0,93	1,08	1,11	—
	57,34	1,10	17,51	4,09	3,86	3,88	6,57	3,67	1,73	0,51
б	5,29	0,37	0,76	1,33	1,63	1,36	2,33	0,57	0,85	—
	71,55	0,42	13,88	2,36	1,70	0,53	1,62	4,45	3,29	0,11
48a	3,79	0,25	1,48	1,54	0,90	0,59	1,05	0,79	1,10	0,11
	55,46	1,31	16,99	4,49	4,43	4,35	7,04	4,00	1,51	0,28
б	4,17	0,43	1,44	1,80	1,49	2,03	2,41	0,98	0,82	0,16
	76,21	0,22	11,82	1,51	1,07	0,20	0,72	3,31	4,83	0,04
49a	2,26	0,17	0,73	0,51	0,89	0,25	0,63	0,61	1,02	0,06
	52,20	1,25	15,61	5,15	5,60	4,49	6,91	3,30	1,84	0,47
б	2,53	0,60	1,06	1,73	2,61	1,28	1,84	0,80	0,80	0,43
	72,18	0,35	14,54	0,97	0,79	0,36	1,03	3,82	5,85	0,08
50a	4,17	0,14	1,89	0,35	0,46	0,21	0,54	0,46	0,73	—
	59,49	0,75	16,16	4,00	2,45	4,11	5,60	3,15	3,92	0,26
б	5,90	0,13	0,82	1,32	1,18	2,34	2,51	0,66	1,06	0,07

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
51a	<u>71,74</u> 2,10	<u>0,43</u> 0,12	<u>13,56</u> 0,99	<u>2,05</u> 0,89	<u>2,10</u> 0,88	<u>0,39</u> 0,23	<u>1,05</u> 0,50	<u>3,04</u> 0,57	<u>5,50</u> 0,93	<u>0,08</u> 0,07
б	<u>57,91</u> 1,66	<u>1,09</u> 0,39	<u>16,18</u> 1,05	<u>6,05</u> 2,10	<u>3,79</u> 2,68	<u>4,13</u> 1,61	<u>5,98</u> 1,10	<u>3,20</u> 1,23	<u>1,17</u> 0,42	<u>0,29</u> 0,15
Окраинное море										
52a	<u>73,71</u> 0,87	<u>0,20</u> 0,05	<u>9,70</u> 0,60	<u>2,26</u> 0,27	<u>3,21</u> 0,53	<u>0,08</u> 0,13	<u>0,31</u> 0,16	<u>5,95</u> 0,42	<u>4,36</u> 0,10	<u>0,06</u> 0,10
б	53,60	2,06	16,0	4,34	6,36	2,82	7,21	4,64	2,11	0,64
Океан										
53a	<u>71,20</u> 2,32	<u>0,39</u> 0,12	<u>14,31</u> 1,12	—	<u>3,39</u> 0,78	<u>0,98</u> 0,37	<u>2,53</u> 0,87	<u>4,09</u> 0,43	<u>2,68</u> 1,08	<u>0,08</u> 0,11
б	55,48	0,89	15,42	—	10,37	4,26	7,57	3,31	1,22	0,14
Геосинклинальные области										
54a	72,12	0,29	14,30	1,70	1,61	1,22	1,68	3,19	3,60	0,24
б	75,46	0,33	14,09	1,61	0,44	0,40	1,33	2,43	3,85	—
в	<u>74,20</u> 2,18	<u>0,39</u> 0,20	<u>13,67</u> 1,73	<u>1,98</u> 0,95	<u>0,41</u> 0,22	<u>0,65</u> 0,50	<u>1,67</u> 0,53	<u>3,13</u> 0,92	<u>3,81</u> 1,14	<u>0,11</u> —
55a	76,58	0,32	12,21	—	2,61	1,07	1,60	4,79	0,81	—
б	54,17	0,86	16,27	—	10,16	6,28	7,74	3,93	0,59	—
56a	<u>75,44</u> 3,94	<u>0,27</u> 0,18	<u>11,28</u> 0,99	<u>1,96</u> 1,01	<u>2,42</u> 1,52	<u>1,11</u> 0,49	<u>2,34</u> 1,46	<u>3,38</u> 1,21	<u>1,70</u> 0,86	<u>0,06</u> 0,09
б	<u>61,41</u> 3,44	<u>1,13</u> 0,63	<u>16,54</u> 1,50	<u>2,67</u> 1,42	<u>5,06</u> 1,24	<u>2,41</u> 1,09	<u>5,18</u> 1,68	<u>3,82</u> 1,16	<u>1,40</u> 0,80	<u>0,29</u> 0,20
57a	<u>69,60</u> 3,57	<u>0,55</u> 0,27	<u>13,87</u> 1,46	<u>2,28</u> 1,99	<u>3,71</u> 1,49	<u>1,20</u> 0,65	<u>2,14</u> 1,00	<u>2,29</u> 0,83	<u>4,17</u> 1,16	<u>0,10</u> 0,03
б	49,71	1,18	14,32	4,24	6,93	9,61	10,52	2,14	0,37	0,21
58a	<u>69,92</u> 3,00	<u>0,45</u> 0,23	<u>14,84</u> 1,22	<u>2,26</u> 0,88	<u>1,11</u> 0,82	<u>1,06</u> 0,53	<u>2,19</u> 1,08	<u>4,84</u> 1,71	<u>3,12</u> 1,90	<u>0,10</u> 0,10
б	<u>58,95</u> 3,46	<u>0,88</u> 0,28	<u>17,38</u> 1,99	<u>3,09</u> 0,89	<u>3,73</u> 2,14	<u>2,73</u> 1,14	<u>6,96</u> 2,75	<u>4,05</u> 1,13	<u>1,88</u> 1,08	<u>0,24</u> 0,08
59a	69,30	0,45	15,15	2,49	1,44	0,73	2,03	4,14	4,19	—
б	60,09	0,68	17,22	4,17	2,87	2,68	5,43	3,85	2,90	—
60a	<u>76,56</u> 3,83	<u>0,22</u> 0,18	<u>12,17</u> 1,75	<u>1,49</u> 1,00	<u>1,51</u> 0,88	<u>1,26</u> 0,95	<u>1,16</u> 1,04	<u>3,77</u> 1,33	<u>1,82</u> 1,31	<u>0,03</u> —
б	<u>51,48</u> 2,32	<u>0,77</u> 0,40	<u>16,32</u> 0,91	<u>3,10</u> 0,93	<u>8,08</u> 0,91	<u>7,51</u> 1,12	<u>8,24</u> 1,77	<u>3,44</u> 1,17	<u>0,79</u> 0,57	<u>0,21</u> —
61a	<u>74,49</u> 4,56	<u>0,34</u> 0,20	<u>13,38</u> 2,30	<u>1,20</u> 0,67	<u>2,06</u> 1,06	<u>0,42</u> 0,28	<u>1,03</u> 0,73	<u>3,49</u> 1,75	<u>3,41</u> 1,46	<u>0,12</u> 0,11
б	<u>54,32</u> 5,28	<u>1,28</u> 0,55	<u>17,07</u> 2,29	<u>3,94</u> 2,07	<u>5,98</u> 2,12	<u>4,89</u> 3,19	<u>6,64</u> 2,57	<u>3,45</u> 1,29	<u>1,71</u> 1,26	<u>0,48</u> 0,26
62a	<u>73,55</u> 2,75	<u>0,34</u> 0,16	<u>13,12</u> 1,07	—	<u>4,71</u> 1,64	<u>0,92</u> 0,46	<u>0,56</u> 0,48	<u>4,70</u> 0,87	<u>1,52</u> 1,32	<u>0,18</u> —
б	<u>58,26</u> 5,42	<u>1,15</u> 0,25	<u>15,88</u> 1,62	—	<u>9,27</u> 1,73	<u>4,35</u> 2,05	<u>3,97</u> 3,27	<u>4,30</u> 1,42	<u>1,63</u> 0,91	—

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
63a	73,79	0,34	13,04	—	2,72	1,11	0,69	3,39	3,97	0,54
б	49,21	2,46	15,60	—	11,56	6,58	8,85	3,20	0,74	0,33
64a	74,23	0,31	12,65	1,62	3,25	1,44	1,48	4,07	0,78	0,09
	5,29	0,17	2,13	1,30	1,71	0,85	1,35	1,32	0,87	0,09
б	55,64	0,96	16,98	4,03	6,87	4,73	4,90	4,79	0,74	0,19
	4,59	0,39	1,81	1,96	1,94	1,74	2,67	1,96	0,54	0,14
65a	69,77	0,38	15,90	—	2,75	1,34	2,45	5,66	1,23	0,14
	2,59	0,11	1,92	—	0,70	0,53	1,57	1,64	0,79	0,04
б	51,42	2,54	16,06	—	9,61	7,50	7,98	2,74	0,54	0,42
	3,40	0,70	1,55	—	2,62	2,93	2,92	1,34	0,36	0,16
66a	74,49	0,38	12,38	1,99	1,43	0,26	0,80	3,82	4,35	0,07
	1,99	0,13	0,44	0,67	1,24	0,19	0,74	0,27	0,31	0,04
б	53,70	2,35	18,56	0,33	8,20	6,62	6,23	3,21	0,82	—
67a	73,88	0,32	13,97	1,15	1,51	0,56	1,78	3,99	2,67	0,06
	3,20	0,17	1,34	0,64	0,70	0,39	1,08	0,75	1,06	0,04
б	52,21	0,97	18,07	2,73	7,49	5,31	9,87	2,42	0,56	0,19
	4,11	0,22	2,45	1,29	2,05	1,38	2,57	1,06	0,83	0,09
68a	76,59	0,25	12,51	1,59	0,91	0,27	0,58	3,46	3,80	—
	2,67	0,15	1,27	0,73	0,35	0,23	0,44	1,29	1,16	—
б	51,27	1,45	16,44	5,18	6,54	6,22	7,74	4,04	0,81	0,18
69a	73,32	0,33	13,97	1,24	2,39	1,11	0,97	5,53	1,00	0,10
	3,62	0,15	1,48	0,77	1,32	0,66	0,57	1,25	0,80	0,09
б	55,91	1,17	16,33	2,73	7,70	5,19	5,17	4,67	0,81	0,17
	3,25	0,62	1,39	1,18	1,63	1,87	2,68	1,24	0,68	0,14
70a	70,81	0,47	13,23	—	4,51	0,72	2,01	3,09	4,50	0,13
б	53,4	1,78	14,38	—	10,60	4,84	9,65	2,82	0,70	0,29
71	73,30	0,22	13,81	1,08	1,19	0,66	0,96	3,42	5,17	0,13
	3,12	0,16	1,39	0,78	0,62	0,47	0,68	0,66	0,86	0,07
72a	72,63	0,48	13,64	2,14	1,44	1,05	1,72	4,02	2,77	—
б	51,91	1,44	15,52	4,90	7,13	6,26	8,88	3,19	0,66	—

1. Плиоцен-четвертичная ассоциация Главного Эфиопского рифта [Mohr, 1970; Di Paola, 1973; Brotzu e. a., 1974; Gibson, 1975; и др.]. а. Кислая группа (87 ан.), в том числе агпайтовые породы. б. Базальтоидная группа (18 ан.).

2. Неогеновая ассоциация района Адена [Mohr, 1968, 1970; Gass, Mallick, 1968; Cox e. a., 1970]. а. Кислая группа (36 ан.;  $P_2O_5$  — 29 ан.), в том числе агпайтовые породы. б. Базальтоидная группа (46 ан.).

3. Плиоцен-четвертичная ассоциация вулкана Эрджияс, Турция [Auranci, Weibel, 1973]. а. Кислая группа (13 ан.). б. Базальтоидная группа (4 ан.).

4. Олигоцен-четвертичная ассоциация плато Моголлон, Нью-Мексико, США [Rhodes, 1976; Elston e. a., 1976]. а. Кислая группа (25 ан.; среднеквадратичное отклонение по 9 ан.;  $P_2O_5$  — 3 ан.).

5. Позднемиоценово-плиоценовая ассоциация района Афьон, Центральная Анатолия, Турция [Westerveld, 1957; Keller, Willari, 1973]. а. Кислая группа (5 ан.). б. Базальтоидная группа (10 ан.).

6. Миоценовая ассоциация Юго-Западной Сардинии и примыкающих островов [Garbino, Maccioni, 1968; Arana e. a., 1975]. а. Кислая группа (69 ан.,  $P_2O_5$  — 9 ан.), в том числе агпайтовые породы. б. Базальтоидная группа (12 ан.).

7. Среднемиоценовая андезит-риолитоидная ассоциация района Каралар-Йед-

жиллер, Западная Турция [Krushensky, 1976]. а. Кислая группа (24 ан.). б. Базальтоидная группа (13 ан.).

8. Неогеновая ассоциация гор Токай, Венгрия [Костюк, 1961; Kovách e. a., 1968]. а. Кислая группа (36 ан.;  $P_2O_5$  — 15 ан.). б. Базальтоидная группа (27 ан.;  $P_2O_5$  — 22 ан.).

9. Неогеновая ассоциация Южной Невады [Luft, 1964; Lipman, 1966; Lipman e. a., 1966; Noble e. a., 1965; и др.]. а. Кислая группа (35 ан.). б. Базальтоидная группа (17 ан.).

10. Эоцен-миоценовая ассоциация юга Родопского массива [Soldatos, 1961]. а. Кислая группа (18 ан.). б. Базальтоидная группа (20 ан.).

11. Эоцен-миоценовая ассоциация восточной части Родопского массива, Болгария [Иванов, 1960, 1963]. а. Кислая группа (42 ан.;  $P_2O_5$  — 32 ан.). б. Базальтоидная группа (41 ан.;  $P_2O_5$  — 31 ан.).

12. Сенон-палеоценовая ассоциация Журавлевского свода и его обрамления, Южное Приморье [Баскина, 1965, 1978; Курчавов, 1979]. а. Кислая группа (81 ан.;  $P_2O_5$  — 40 ан.). б. Базальтоидная группа (7 ан.;  $P_2O_5$  — 4 ан.).

13. Апт-палеоценовая ассоциация внутренней зоны Юго-Западной Японии [Ichikawa e. a., 1968]. а. Кислая группа (51 ан.). б. Базальтоидная группа (6 ан.).

14. Позднемеловая ассоциация Индигирского звена Уявдино-Ясачнинского вулканического пояса [Гринберг и др., 1974]. Кислая группа (24 ан.).

15. Альб-сеноманская ассоциация внутриматериковой («внешней») зоны Центрально-Чукотского сектора Охотско-Чукотского вулканического пояса [Белый, 1978; и др.]. а. Кислая группа (79 ан.). б. Базальтоидная группа (85 ан.).

16. Меловая ассоциация Баджальской зоны, Среднее Приамурье [Болотников и др., 1975; Сахно, 1976; и др.]. а. Кислая группа (366 ан.). б. Базальтоидная группа (21 ан.;  $P_2O_5$  — 13 ан.).

17. Меловая ассоциация Хингано-Фошаньской зоны, Среднее Приамурье [Сахно, 1976]. а. Кислая группа (36 ан.). б. Базальтоидная группа (11 ан.).

18. Раннетриасовая ассоциация района Семейтау, Восточный Казахстан [Истомин, Сальменова, 1964; Нурлыбаев, 1973]. а. Кислая группа (96 ан.). б. Базальтоидная группа (8 ан.).

19. Позднепермская ассоциация Монастырско-Луизинского района, Приморье [Игнатъев, 1975; и др.]. а. Кислая группа (41 ан.). б. Базальтоидная группа (13 ан.).

20. Карбоново-раннепермская ассоциация п-ова Кэйп-Йорк и Торресова пролива, Австралия [Willmott e. a., 1973]. а. Кислая группа (20 ан.). б. Базальтоидная группа (4 ан.).

21. Фаменская ассоциация Сарысу-Тенизского района, Центральный Казахстан [Бахтеев и др., 1977]. а. Кислая группа (15 ан.). б. Базальтоидная группа (15 ан.).

22. Девонская ассоциация Чингиза и Причингизья, Казахстан [Вулканогенные формации..., 1965; Тащинима и др., 1963; и др.]. а. Кислая группа (44 ан.;  $P_2O_5$  — 28 ан.). б. Базальтоидная группа (25 ан.).

23. Девонская ассоциация Сарысу-Тенизского и Карагадинско-Баянаульского районов, Казахстан [Вулканогенные формации..., 1965; Тащинима и др., 1963; и др.]. а. Кислая группа (38 ан.;  $P_2O_5$  — 32 ан.). б. Базальтоидная группа (48 ан.;  $P_2O_5$  — 30 ан.).

24. Девонская ассоциация Северо-Западного Прибалхашья [Вулканогенные формации..., 1965; Гаек, 1969; Тащинима и др., 1963; и др.]. а. Кислая группа (100 ан.). б. Базальтоидная группа (40 ан.).

25. Девонская ассоциация Чу-Илийско-Бетпакдалинского района, Казахстан [Вулканогенные формации..., 1965; Тащинима и др., 1963; и др.]. а. Кислая группа (23 ан.;  $P_2O_5$  — 5 ан.). б. Базальтоидная группа (8 ан.;  $P_2O_5$  — 4 ан.).

26. Среднепалеозойская метавулканическая ассоциация кедонской серии Россошинского района, Омолонский массив [Лычагин, 1973; и др.]. а. Кислая группа (48 ан.). б. Базальтоидная группа (28 ан.).

27. Среднепалеозойская метавулканическая ассоциация кедонской серии Верхне-Омолонского района, Омолонский массив [Лычагин, 1973; и др.]. а. Кислая группа (116 ан.). б. Базальтоидная группа (22 ан.).

28. Раннесилурийская метавулканическая ассоциация района Арисэйг, Новая Шотландия, Канада [Kerrrie e. a., 1979]. а. Кислая группа (6 ан.). б. Базальтоидная группа (11 ан.).

29. Позднепротерозойско-кембрийская ассоциация комплекса Сабалока, Судан [Almond, 1977]. а. Кислая группа (15 ан.), в том числе агпайтовые породы. б. Базальт (1 ан.).

30. Четвертичная ассоциация вулкана Товада, Хонсю, Япония [Chiba, 1966; Taniguchi, 1972]. а. Кислая группа (16 ан.). б. Базальтоидная группа (26 ан.).
31. Четвертичная ассоциация восточной части о-ва Кюсю [Ota, 1977; Yamamoto e. a., 1977]. а. Кислая группа (15 ан.;  $P_2O_5$  — 2 ан.). б. Базальтоидная группа (10 ан.).
32. Четвертичная ассоциация зоны Таупо, Новая Зеландия [Steiner, 1958, 1963; Ewart, 1963, 1968; Taylor, White, 1966; Ewart, Stipp, 1968; Lewis, 1968; Black, 1970; Cole, 1970a, б, 1973; Cole, Teoh, 1975; и др.]. а. Кислая группа, сводная выборка (64 ан.). б. Риолиты, дациты и риолитовые обсидианы (17 ан.). в. Игнимбриты (47 ан.). г. Базальтоидная группа (64 ан.).
33. Миоцен-плиоценовая ассоциация севера Чилийских Анд [Zeil, Pichler, 1967; Guest, 1969; Pichler, Zeil, 1972; Thorpe e. a., 1976]. а. Кислая группа (37 ан.). б. Базальтоидная группа (34 ан.).
34. Неогеновая ассоциация Советского Закарпатья [Мерлич, Спитковская, 1974; и др.]. Кислая группа (48 ан.;  $P_2O_5$  — 29 ан.).
35. Олигоценовая ассоциация центральной части Северной Невады, США [Gilluly, Masursky, 1965; Gilluly, Gates, 1965; Wrucke, Silberman, 1975]. а. Кислая группа (25 ан.). б. Базальтоидная группа (6 ан.).
36. Эоцен-миоценовая ассоциация Осоговского района, запад Родопского массива, Болгария [Иванов, Зидаров, 1968; Арнаудова, Чернякская, 1971; Арнаудова, 1973]. а. Кислая группа (48 ан.). б. Базальтоидная группа (1 ан.).
37. Поздне меловая-палеоценовая ассоциация Восточно-Сихотэ-Алинского пояса [Баскина, 1965; Ветренников, 1976]. а. Кислая группа (97 ан.). б. Базальтоидная группа (24 ан.).
38. Поздне меловая ассоциация Фудзино-Ноттинского района, Приморье [Бурьянова, 1971]. а. Кислая группа (46 ан.). б. Базальтоидная группа (20 ан.).
39. Альб-сеноманская ассоциация прибрежной («внутренней») зоны Центрально-Чукотского сектора Охотско-Чукотского вулканического пояса [Белый, 1978]. а. Кислая группа (52 ан.). б. Базальтоидная группа (14 ан.).
40. Позднеюрская ассоциация бадийской серии Цаган-Хуртейской зоны, Западное Забайкалье [Фромберг и др., 1975; и др.]. а. Кислая группа (51 ан.), в том числе агнаитовые породы. б. Базальтоидная группа (3 ан.).
41. Ранне-среднетриасовая ассоциация (тамирская свита) Малханской зоны, Восточное Забайкалье [Салтыковский, Оролмаа, 1977; и др.]. а. Кислая группа (47 ан.). б. Базальтоидная группа (45 ан.).
42. Позднепермско-раннетриасовая ассоциация Южной Джунгарии, Казахстан [Азбель, 1976; Ткаченко, Скринник, 1978; и др.]. а. Кислая группа (54 ан.). б. Базальтоидная группа (33 ан.).
43. Ранне-позднепермская ассоциация Южной Джунгарии, Казахстан [Азбель, 1976; Ткаченко, Скринник, 1978; и др.]. а. Кислая группа (131 ан.). б. Базальтоидная группа (68 ан.).
44. Пермская ассоциация Баканасской и Калмакэмельской зон, Северное Прибалхашье (Лялин, Тимофеева, 1973; и др.). а. Кислая группа (45 ан.). б. Базальтоидная группа (71 ан.).
45. Позднекарбонново-пермская ассоциация Сержихинской зоны, Рудный Алтай [Кузубный, 1975; и др.]. а. Кислая группа (39 ан.;  $P_2O_5$  — 31 ан.). б. Базальтоидная группа (10 ан.).
46. Раннекарбонная ассоциация Северного Прибалхашья [Лялин, Тимофеева, 1973; и др.]. а. Кислая группа (79 ан.). б. Базальтоидная группа (13 ан.).
47. Позднепалеозойская ассоциация центральной части Южной Монголии [Ярмолюк, 1978]. а. Кислая группа (51 ан.;  $P_2O_5$  — 17 ан.). б. Базальтоидная группа (25 ан.;  $P_2O_5$  — 6 ан.).
48. Ранне-среднедевонская метавулканическая ассоциация Восточной Тувы [Среднепалеозойские интрузии..., 1974; и др.]. а. Кислая группа (71 ан.). б. Базальтоидная группа (44 ан.).
49. Позднепротерозойская метавулканическая ассоциация свиты Гуперас, район Гуперас-Ройберг, Намибия [Watters, 1974]. а. Кислая группа (20 ан.), в том числе агнаитовые породы. б. Базальтоидная группа (6 ан.).
50. Позднепротерозойская (предиотнильская) метавулканическая ассоциация (формация Дала) района Лос-Хамра, Центральная Швеция [Lundquist, 1968]. а. Кислая группа (13 ан.;  $P_2O_5$  — 8 ан.). б. Базальтоидная группа (5 ан.).
51. Среднепротерозойская метавулканическая ассоциация хибеленской свиты Байкальского хребта, Северное Прибайкалье [Бухаров, 1973]. а. Кислая группа (54 ан.). б. Базальтоидная группа (7 ан.).

52. Четвертичная ассоциация о-ва Мейор, Новая Зеландия [Ewart e. a., 1968]. а. Кислая группа (9 ан.), агнаитовые породы. б. Базальтоидная группа (1 ан.).

53. Четвертичная ассоциация северо-западной котловины Тихого океана [Репечка, 1974; Чайников, 1975]. а. Кислая группа (27 ан.), туфы. б. Базальтоидная группа (3 ан.), туфы.

54. Позднемеловая-палеогеновая ассоциация Внутренних и Флишевых Карпат [Данилович, 1976]. а — в. Кислая группа. а. Поздний мел, сводная выборка (число анализов не указано). б. Палеоген, сводная выборка (число анализов не указано). в. Палеоген, частичная выборка (6 ан.;  $P_2O_5$  — 2 ан.).

55. Раннемеловая (?) метавулканическая ассоциация (формация Уотер-Айленд) Северных Виргинских островов, Карибское море [Donnelly, 1966]. а. Кислая группа (53 ан.). б. Базальтоидная группа (43 ан.).

56. Позднеюрская ассоциация Индигирского звена Уяндин-Ясачнинского вулканического пояса [Гринберг и др., 1974]. а. Кислая группа (11 ан.). б. Базальтоидная группа (13 ан.).

57. Среднетриасовая ассоциация зон Самны и Шонгиен-Анчау, Северный Вьетнам [Дао-Динь Тхук, 1980]. а. Кислая группа (49 ан.). б. Базальтоидная группа (3 ан.).

58. Среднекарбонново-раннепермская ассоциация Южной Джунгарии, Казахстан [Азбель, 1976; Каченко, Скринник, 1978; и др.]. а. Кислая группа (23 ан.). б. Базальтоидная группа (18 ан.).

59. Средне-позднекарбонная ассоциация Северного Прибалхашья [Лялин, Тимофеева, 1973; и др.]. а. Кислая группа (74 ан.). б. Базальтоидная группа (70 ан.).

60. Эйфель-франская метавулканическая ассоциация Рудноалтайской зоны [Кузевный, 1975; и др.]. а. Кислая группа (57 ан.;  $P_2O_5$  — 13 ан.). Базальтоидная группа (19 ан.;  $P_2O_5$  — 6 ан.).

61. Ранне-среднедевонская метавулканическая ассоциация Западного Тарбагатай [Савочкина, 1968; и др.]. а. Кислая группа (33 ан.). б. Базальтоидная группа (45 ан.).

62. Девонская метавулканическая ассоциация гор Ширмек, Вогезы [Juteau, Rossi, 1974; Lehmann, 1977]. а. Кислая группа (29 ан.). б. Базальтоидная группа (24 ан.).

63. Ордовикская метавулканическая ассоциация района Нью-Брансуик, юго-восток Канады [Whitehead, Goodfellow, 1978]. а. Кислая группа (31 ан.). б. Базальтоидная группа (31 ан.).

64. Раннекембрийская метавулканическая ассоциация Салаирского кряжа [Белоусов и др., 1969]. а. Кислая группа (54 ан.). б. Базальтоидная группа (39 ан.).

65. Эоценовая метавулканическая ассоциация пояса Вагютер, Ямайка [Smith, Jackson, 1975]. а. Кислая группа (25 ан.). б. Базальтоидная группа (41 ан.).

66. Кембрийская ассоциация Южной Оклахомы [Nash e. a., 1964]. а. Кислая группа (4 ан.). б. Базальтоидная группа (2 ан.).

67. Позднепротерозойско-кембрийская метавулканическая ассоциация Северной Каролины, Центральные Аппалачи [Seiders, 1978]. а. Кислая группа (15 ан.). б. Базальтоидная группа (11 ан.).

68. Позднерифейская ассоциация коксуйской и белеутинской серий Улутау, Центральный Казахстан [Вулканические ассоциации..., 1976]. а. Кислая группа (15 ан.). б. Базальтоидная группа (6 ан.).

69. Позднепротерозойская метавулканическая ассоциация района Добржиш-Збраслав (северо-восточный фланг Южной вулканической зоны) области Баррандиен, Чехословакия [Fiala, 1977]. а. Кислая группа (12 ан.). б. Базальтоидная группа (17 ан.).

70. Ранне (?)-среднепротерозойская метавулканическая ассоциация группы Тевинга, Северо-Западный Квинсленд [Wilson, 1978]. а. Кислая группа (35 ан.). б. Базальтоидная группа (6 ан.).

71. Раннепротерозойская метавулканическая ассоциация северо-западной окраины Украинского щита [Хатунцева, 1977]. Кислая группа (45 ан.).

72. Протерозойская метавулканическая ассоциация аралбайской и карсакпайской серий Улутау, Центральный Казахстан [Розанов, Филатова, 1972; Вулканические ассоциации..., 1976]. а. Кислая группа (22 ан.). б. Базальтоидная группа (24 ан.).

Кислая группа. Уклоны: Риолитовый — 1, 4, 6, 8, 9, 11—25, 27—29, 31—35, 37—40, 42, 44, 49—52, 61, 63, 67, 68, 71. Мелариолитовидный — 57. Дацитовый — 64. ● Железомagneиный — 3, 10, 65. Железистый — 13, 14, 22, 23, 25, 28, 31, 32, 37, 38, 40—42, 44, 46, 47, 50, 54, 55, 57, 59, 60, 62, 67—69, 71. Умеренножелезистый — 7, 9, 11, 15, 16, 26, 27, 30, 33, 35, 36, 39, 43, 53, 56, 58, 63, 64, 72. Высоко-

железистый — 4, 6, 8, 12, 18, 19—21, 24, 29, 34, 45, 48, 49, 51, 61, 70. Весьма высокожелезистый — 1, 17, 52. Крайне высокожелезистый — 2. ●

Низкощелочной — 30, 34, 38, 54—57, 60, 62, 64. Субщелочной — 3, 7, 8, 10, 12, 13, 16, 17, 19, 22, 23, 26, 31, 35, 37, 52, 53, 63, 67, 69, 70, 72. Щелочной — 68. Среднещелочной — 1, 2, 18, 58. Умереннощелочной — 4, 6, 9, 11, 14, 15, 20, 21, 24, 25, 27—29, 32, 33, 36, 39, 40—51, 59, 71. ● Умереннокалиевый — 51. Калиевый — 12, 21, 57. Натрокалиевый — 4, 11, 13, 17—20, 25, 29, 35, 38, 44, 49, 50, 70, 71. Натриевый — 14, 22—24, 52, 53, 56, 58, 60, 61, 67, 72. Умереннонатриевый — 1—3, 6—10, 15, 16, 26, 27, 31—34, 36, 37, 39—43, 45—59, 63, 68. Высоконатриевый — 30. «Высоконатриевый» (вторично усилен) — 55, 62, 69. «Весьма высоконатриевый» (вторично усилен) — 64, 65. ●

Агпайтовый — 1, 52. Крайне низкоанортитовый — 2, 9. Весьма низкоанортитовый — 4, 6, 8, 11, 12, 14, 15, 17—20, 29, 32, 35, 37, 39—45, 47, 50, 54. Умеренно низкоанортитовый — 36. Низкоанортитовый — 3, 7, 10, 13, 16, 31, 33, 34, 38, 46, 53, 56—59. Среднеанортитовый — 30. ● Весьма низкоглиноземистый — 52. Умеренно низкоглиноземистый — 40. Низкоглиноземистый — 1, 2, 4, 12, 17, 20—22, 24, 29, 32, 49, 51, 55, 56, 60—64, 68. Среднеглиноземистый — 6, 8, 9, 11, 13, 14, 18, 19, 23, 25, 33, 35, 37, 41—48, 53, 57, 67, 69, 70, 71. Высокоглиноземистый — 3, 7, 10, 15, 16, 26, 27, 30, 31, 34, 39, 65. Умеренно высокоглиноземистый — 36. ● Плюмазовый — 7, 8, 11, 14—16, 18, 20, 24, 26, 31, 32, 34, 37—41, 55, 57, 61, 62, 64, 67—69, 71.

Базальтоидная группа. Уклоны: Базальтовый — 1, 21, 60, 63, 68, 72. Мезолейкобазальтовый — 28, 70. Мезолейкобазальтоидный — 67. Лейкобазальтоидный — 2, 9, 18, 19, 32, 35, 45, 47, 51, 55, 61, 62, 64, 69. Андезитовый — 6, 10—13, 17, 22—24, 26, 30, 31, 38, 39, 41, 44, 46, 48, 58. Андезитовый — 7, 15, 16, 27. Лейкоандезитовый — 8, 33, 37, 42, 43, 56, 59. ● Умеренномагнийный — 32, 39, 55, 60. Магнийный — 21. Железемагнийный — 1, 5, 8, 11—13, 17, 19, 25, 28, 31, 33, 35, 38, 44, 46, 48, 59, 61, 63, 65, 67—69, 72. Железистый — 2, 6, 16, 22, 56, 62. Умеренножелезистый — 7, 9, 10, 15, 18, 23, 24, 26, 27, 30, 37, 41—43, 47, 58, 70. ●

Низкощелочной — 6, 8, 12, 15—17, 26, 30—32, 37, 39, 46, 67, 70. Субщелочной — 7, 10, 13, 19, 23—25, 33, 35, 38, 43, 47, 48, 56, 59, 60, 69, 72. «Субщелочной» (щелочность вторично повышена) — 55, 61—63. Щелочной — 42. Среднещелочной — 1, 5, 21, 27. Умереннощелочной — 2, 9, 11, 28, 41, 44. ● Натрокалиевый — 5. Натриевый — 2, 6, 12, 13, 16, 17, 21, 23—25, 31, 35, 43, 46, 47, 49, 51, 56, 58, 62. Умереннонатриевый — 7—11, 15, 18, 26, 27, 33, 37—39, 41, 42, 44, 59. Высоконатриевый — 1, 22, 32, 45, 48, 60, 70. «Высоконатриевый» (вторично усилен) — 61, 63, 65, 67, 68. Весьма высоконатриевый — 30. «Весьма высоконатриевый» (вторично усилен) — 28, 55, 64, 69, 72. ●

Низкоглиноземистый — 1, 2, 5, 9, 21, 23, 35, 49, 55, 60, 62, 63, 65, 69, 70, 72. Среднеглиноземистый — 8, 10, 16—18, 22, 27, 28, 30—33, 37—39, 44, 48, 59. Высокоглиноземистый — 6, 7, 11, 15, 26, 41—43, 45, 47. ● Весьма низкотитанистый — 7, 8, 16, 27. Низкотитанистый — 6, 10, 11—13, 15, 17, 18, 22—24, 26, 30—33, 37—39, 41—44, 46—48, 55, 58—62, 64, 67, 69. Среднетитанистый — 5, 9, 25, 45. Высокотитанистый — 1, 21, 28, 63, 65. Умеренно высокотитанистый — 70.

видности (комендиты, пантеллериты) известны в плиоцен-четвертичных ассоциациях Главного Эфиопского рифта, о. Мейор в море Фиджи, о. Сардиния с примыкающими мелкими островами. В двух первых ассоциациях агпайтовые породы даже преобладают в кислой группе. Нередки агпайтовые риолитоиды в миоцен-плиоценовой ассоциации района Аден. В общем намечается предпочтительная приуроченность этих пород к рифтовым зонам. Агпайтовый уклон сопряжен с развитием весьма низкоглиноземистых пород, но не всегда сопровождается щелочным уклоном (подобное исключение — ассоциация о. Мейор).

Кислые лавы, лавовые фрагменты в тефроидах и субвулканы большей частью афировые и скуднопорфировые. В первичном парагенезисе вкрапленников участвуют кварц, плагиоклазы (олигоклаз, реже андезин, иногда лабрадор), калишпаты (калиевый анортоклаз, калиевый санидин, микропертит), биотит, роговые обманки, клино- и ортопироксены, иногда появляется алмандиновый гранат. Появление калишпата, биотита, рибекита и повышение щелочности плагиоклаза сопряжено с повышением валовой щелочности пород. Интересен факт присутствия магакритов калиевого санидина с алмандиновыми включениями в кислых калиевых игнимбритах района Афьон, Турция. Агпайтовые риолитоиды содержат вкрапленники анортоклаза, реже кварца, натриевых клинопироксенов и амфиболов, энigmatита, редко фаялита, плагиоклаза.

Базальтоидная группа в существенно кислых ассоциациях имеет большей частью лейкобазальтоидный уклон, вплоть до андезитового, хотя иногда устанавливается базальтовый (в нескольких геосинклинальных комплексах, в ассоциации Эфиопского рифта). Лейкобазальтоидная тенденция наиболее отчетлива для ассоциаций упорядоченных орогенов и континентализованных плато. По общей щелочности не намечается резкого преобладания щелочных уклонов, в отличие от кислой группы. Щелочной уклон базальтоидов не обязателен для ассоциаций со щелочной кислой группой, иногда базальтоиды оказываются низкощелочными (юго-запад Сардинии).

В большинстве геосинклинальных комплексов общая щелочность и натриевость базальтоидов заметно повышены вследствие региональной альбитизации плагиоклазов, но кое-где это изменение прошло слабо (Флишевые и Внутренние Карпаты, Северное Прибалхашье, Южная Оклахома) и сохранилась повышенная первичная калиевость геосинклинальных базальтоидов.

Региональная альбитизация плагиоклазов заметно проявлена в некоторых палеозойских и докембрийских комплексах упорядоченных орогенов и материковых плато (поздний палеозой Рудного Алтая; девон Центрального Казахстана, восток Алтае-Саянской области, Омолонского массива; протерозой Северного Прибайкалья), но обычно здесь первичный уровень натриевости можно считать приблизительно сохранившимся. Значительно развиты в этих тектонических областях ассоциации с умереннонатриевым уклоном базальтоидов; от орогенов к материковым плато намечается повышение калиевости (пример — натрокалиевые базальтоиды района Афьон, Турция). Но встречаются здесь ассоциации и с высоконатриевым первичным уклоном группы (район вулкана Товада). Натриевый, в том числе высоконатриевый, уклон свойствен базальтоидам учтенных существенно кислых ассоциаций современных морей и внутриплатформенного рифта Эфиопии. Сопряженность между натриевостью базальтоидной и кислой групп пород заметно более слаба, чем сопряженность по общей щелочности.

Повышенный уровень глинозема характерен для базальтоидов упорядоченных орогенов, где чаще фиксируется высокоглиноземистый, чем низкоглиноземистый уклон группы. В ассоциациях с низкоглиноземистым уклоном базальтоидов последние преимущественно или в значительной мере щелочные. Явно пониженная глиноземистость у базальтоидов геосинклинальных ассоциаций, где часто преобладают низкоглиноземистые разновидности. Титанистость базальтоидов в основном низкая, хотя в некоторых комплексах (из тех, где устанавливается преобладание базальтов в группе) они преимущественно высокотитанистые (геосинклинальная ассоциация Восточной Ямайки, ассоциация Эфиопского рифта). Преобладание высокотитанистых базальтоидов в группе хотя и не исключается, но явно мало характерно для существенно кислых ассоциаций орогенов и материковых плато.

Отмеченная выше лейкобазальтоидная тенденция не сопровождается резким повышением железистости, хотя магниальный уклон базальтоидов здесь редок (преимущественно базальтовая группа в девоне Рудноалтайской зоны; преимущественно лейкобазальтоидная в четвертичной зоне Таупо). Железомagneиный уклон фиксируется не в меньшем числе случаев, чем железистый.

Порфирировость в общем повышена в лейкобазальтоидных разновидностях пород, хотя и они нередко афировые и скуднопорфировые. Парагенезис минералов-вкрапленников в базальтоидах наиболее заметно меняется от низкощелочных к щелочным породам. Для первых характерны вкрапленники андезина-лабрадора, авгита, реже гиперстена и пижонита, роговой обманки; гиперстен встречается главным образом в лейкобазаль-

тоидах. Вторые сохраняют те же минералы (иногда включая ортопироксен), к которым добавляются вкрапленники биотита, умеренно- и высокомагнезиальных оливинов, иногда олигоклаза, анортклазов, калиевого санидина. В базальтоидах повышенной калиевоности района Афьон, Турция, калиевый санидин образует мегакристы, здесь же имеются вкрапленники лейцита.

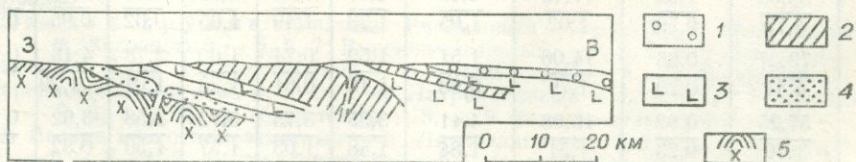
Многие, если не большинство, из существенно кислых вулканических комплексов во вскрытых эрозией или разбуренных структурах обнаруживают связь с одновременными или несколько более поздними плутоническими комплексами, тоже существенно кислыми, которые во многих случаях следует считать гипабиссальной частью единой плутоно-вулканической системы. Гранитоидные тела достигают местами размера батолитов (юг Невады, Северное Чили).

С такими вулканоплутоническими ассоциациями бывают связаны зоны пропилитов, вторичных кварцитов и кварцевых жил с промышленными месторождениями свинца, цинка и меди (Центральный Казахстан, Рудный Алтай, Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс, Родосский массив), золота и серебра (север Невады, Южная Джунгария, Центрально-Чукотский сектор Охотско-Чукотского пояса), золота и вольфрама (п-ов Кэйп Йорк в Австралии, Западное Забайкалье), олова (Баджальская зона Приамурья). Месторождения свинца, цинка и золота давно известны в связи с нижнекембрийской вулканической ассоциацией Салаирского края, где не вскрыто значительных гранитоидных интрузий. В разрезах измененных вулканитов в разных районах известны месторождения вспучивающихся перлитов, бентонитов, цеолитов, корунда.

Существенно кислые ассоциации с базальтоидной и щелочносалической группами пород довольно редки, отмечены в упорядоченных орогенах (поздний триас — ранняя юра в Цаган-Хуртейском районе Западного Забайкалья; ранняя пермь Южного Гиссара в Узбекистане), на юных и древних шельфовых и материковых плато (четвертичные острова Д'Антркасто на новогвинейском шельфе Соломонова моря и Пантеллерия в Средиземном море; девон западного склона Восточного Саяна; Токур-Юряхский район Омолонского массива), на платформах (поздний палеозой района Вади-Карейм, Египет; юра моноклинали Лебомбо, Мозамбик — рис. 38), в океане (о. Терсейра, Азоры).

Мощность вулканогенных накоплений может достигать 1—2 км (Цаган-Хуртейский район, Южный Гиссар, запад Восточного Саяна), а в авлакогене пояса Лебомбо оценивается в 10 км. На о. Терсейра, по геофизическим данным, крупные салические массы ниже уровня океана отсутствуют, так что преобладание салических вулканитов характеризует лишь четвертичную ассоциацию надводной части острова.

Каждая из породных групп представлена вулканитами разных фаций и переотложенными тефроидами. Извержения связываются со сложными региональными вулканическими системами, в которых комбинировались выбросы из трещинных каналов, небольших моногенных вулканов и иногда также крупных центральных вулканов длительного существования. Последние дали значительную часть кислых и щелочносалических



Р и с. 38. Профиль моноклинали Лебомбо [Wachendorf, 1971].

1 — меловые — четвертичные осадки. Магматический комплекс Штормберг (2—3): 2 — риолиты; 3 — базальты; 4 — осадки Карру; 5 — докембрий.

## Петрохимические данные для существенно риолитоидных ассоциаций с базальтоидной и щелочносалической группами пород

Номер	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11

## Платформы

1а	72,33	0,55	12,64	3,67	0,85	0,28	1,40	3,24	4,86	0,10
	3,72	0,25	1,17	1,83	0,83	0,29	0,74	1,14	0,82	0,07
б	51,00	2,16	14,71	6,82	6,45	5,29	8,34	3,00	1,57	0,42
	1,52	0,23	2,14	3,31	3,34	2,67	2,76	0,98	1,48	0,29
в	57,34	1,10	18,56	3,87	2,42	1,82	3,74	6,14	4,57	0,26
	6,81	0,66	4,38	0,58	1,19	0,50	1,57	1,57	0,52	0,28
2а	64,07	0,45	14,60	4,08	3,96	1,00	2,21	4,71	4,60	0,13
	1,53	0,29	0,61	0,81	1,43	0,57	0,81	0,39	0,61	0,12
б	60,56	0,64	15,86	4,05	2,93	2,25	3,19	5,25	5,01	0,09

## Материково-шельфовые плато

3а	70,84	0,28	14,04	1,69	1,58	0,18	0,43	6,05	4,76	0,04
	1,73	0,05	1,06	0,78	0,59	0,06	0,14	0,63	0,23	0,02
б	52,03	1,86	17,76	3,67	4,72	4,98	9,29	4,18	0,98	0,39
	2,82	0,55	2,39	0,81	1,54	1,07	2,08	0,81	0,38	0,18
в	64,37	0,85	16,51	2,57	2,00	0,83	2,28	7,54	2,65	0,27
	71,96	0,37	14,15	1,77	1,80	0,57	0,63	4,01	4,60	0,09
4а	2,29	0,24	1,17	0,96	0,62	0,37	0,59	1,26	1,18	—
	65,30	0,47	16,92	3,07	1,93	0,60	1,03	6,54	3,86	0,23
б	1,88	0,28	0,65	1,18	1,51	0,48	0,79	0,58	0,93	—
	51,08	1,17	17,40	5,57	4,78	5,52	8,86	4,20	1,11	0,54
в	4,82	0,64	1,92	3,21	2,04	2,23	2,20	1,10	0,64	—
	73,88	0,26	13,63	1,25	1,42	0,52	0,62	3,38	4,89	0,07
5а	3,50	0,14	1,65	0,95	0,87	0,40	0,67	1,48	1,61	0,05
	63,80	0,74	16,71	2,63	2,36	2,06	1,22	3,75	6,39	0,21
б	3,22	0,20	1,13	1,40	0,40	0,79	0,83	1,47	2,17	0,08
	48,34	1,69	18,67	6,55	4,94	6,75	8,66	3,69	1,05	0,08

## Параллельноупорядоченные орогены

6а	73,14	0,40	12,42	2,35	2,24	0,42	0,48	3,62	4,79	0,07
	2,52	0,17	1,78	0,93	1,37	0,36	0,49	1,26	1,11	0,07
б	63,47	0,80	16,95	3,22	2,22	1,07	2,15	5,53	4,26	0,23
	1,49	0,38	0,79	1,08	1,01	0,55	0,84	1,04	0,43	0,14
в	55,50	1,54	17,15	4,13	4,77	3,78	5,79	4,36	2,23	0,60
	4,77	0,59	1,02	1,05	1,73	1,49	1,65	0,62	0,95	0,27
7а	73,27	0,26	14,00	1,51	1,59	0,74	1,60	2,78	4,13	0,09
	4,41	0,20	1,79	0,98	1,18	0,61	1,23	1,01	1,29	—
б	57,25	0,92	16,98	4,11	3,35	3,73	5,72	3,58	3,92	0,49
	1,70	0,23	1,51	1,84	1,48	1,03	1,57	1,50	0,82	—
в	61,96	0,67	18,86	2,57	2,63	1,53	2,61	3,86	4,96	0,40
	2,48	0,49	1,85	2,45	1,62	0,61	0,90	0,79	1,69	—

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Внутреннее море										
8а	68,87	0,54	10,95	4,74	2,75	0,53	0,74	5,85	4,68	0,07
	1,84	0,17	1,79	1,95	1,72	0,27	0,30	0,91	0,26	0,05
б	48,84	2,98	15,35	6,98	5,23	5,22	8,62	4,07	1,63	0,86
	3,57	0,76	0,90	4,09	4,49	1,62	2,04	0,96	0,63	0,27
в	63,07	0,32	17,72	4,30	1,08	0,63	1,64	6,51	4,16	0,15
Океан										
9а	65,82	0,60	12,81	4,47	2,28	0,56	1,13	6,85	5,08	0,15
	1,44	0,16	1,64	2,34	1,70	0,31	0,63	0,67	0,66	0,15
б	50,25	2,51	15,69	4,14	7,00	4,31	8,26	4,27	1,75	1,36
	3,68	1,05	1,39	1,21	2,09	1,58	2,15	0,97	0,62	1,25
в	63,85	0,69	16,37	3,53	1,36	0,65	1,42	7,05	4,77	0,15
	1,74	0,21	1,08	1,25	1,16	0,31	0,76	0,82	0,30	0,07

1. Юрская ассоциация хребта Лебомбо, Мозамбик [Wachendorf, 1971]. а. Кислая группа (28 ан.), в том числе агпайтовые породы. б. Базальтоидная группа (9 ан.). в. Щелочносалическая группа (4 ан.).

2. Позднепалеозойская ассоциация комплекса Вади Карейм, Восточная пустыня, Египет [Hashad, Mahfouz, 1976]. а. Кислая группа (12 ан.). б. Щелочносалическая группа (2 ан.).

3. Четвертичная ассоциация о-вов Д'Антраксто, Меланезия [Morgan, 1966; Jorlin, 1975; Smith, 1976]. а. Кислая группа (17 ан.). б. Базальтоидная группа (7 ан.). Щелочносалическая группа (2 ан.).

4. Ранне-среднедевонская ассоциация западного склона Восточного Саяна [Сравнительная палеовулканология..., 1966; Среднепалеозойские интрузии..., 1974; и др.]. а. Кислая группа (15 ан.;  $P_2O_5$  — 6 ан.). б. Щелочносалическая группа (20 ан.;  $P_2O_5$  — 11 ан.). в. Базальтоидная группа (19 ан.).

5. Среднепалеозойская метавулканическая ассоциация кедонской серии Токур-Юрхского района Омолонского массива [Лычагин, 1973; и др.]. а. Кислая группа (36 ан.). б. Щелочносалическая группа (6 ан.). в. Базальтоидная группа (1 ан.).

6. Триасово-раннеюрская ассоциация Цаган-Хуртейского района (цаган-хуртейская свита), Западное Забайкалье [Салтыковский, Оролмаа, 1977; и др.]. а. Кислая группа (69 ан.), в том числе агпайтовые породы. б. Щелочносалическая группа (13 ан.). в. Базальтоидная группа (26 ан.).

7. Раннепермская ассоциация Южно-Гиссарской зоны, Узбекистан [Баратов и др., 1973]. а. Кислая группа (92 ан.;  $P_2O_5$  — 70 ан.). б. Базальтоидная группа (19 ан.;  $P_2O_5$  — 13 ан.). в. Щелочносалическая группа (8 ан.;  $P_2O_5$  — 6 ан.).

8. Четвертичная ассоциация о. Пантеллерия [Carmichael, 1962; Borsi e. a., 1963; Romano, 1968; Villari, 1975]. а. Кислая группа (55 ан.), агпайтовые породы. б. Базальтоидная группа (8 ан.). в. Щелочносалическая группа (1 ан.).

9. Четвертичная ассоциация о. Терсейра, Азоры [Schmincke, Weibel, 1972; Torre de Assuncao e. a., 1974; Self, Gunn, 1976]. а. Кислая группа (22 ан.), агпайтовые породы. б. Базальтоидная группа (37 ан.;  $Fe_2O_3$  и  $FeO$  — 21 ан.). в. Щелочносалическая группа (6 ан.), в том числе агпайтовые породы.

Кислая группа. Уклоны: Риолитовый — 3—5, 7, 8. Мелариолитоидный — 2. ● Железистый — 4, 5, 7. Высокожелезистый — 1, 2, 6, 8, 9. Весьма высокожелезистый — 3. ● Низкощелочной — 7. Субщелочной — 1. Среднещелочной — 3, 9. Умереннощелочной — 2, 4, 5, 6, 8. ● Натрокалиевый — 1, 4, 5, 7. Умереннонатриевый — 2, 3, 6, 8, 9. ● Агпайтовый — 3, 8, 9. Весьма низкоанортитовый — 1, 2, 6, 7. ● Весьма низкоглиноземистый — 8. Низкоглиноземистый — 1, 6, 9. Среднеглиноземистый — 3—5, 7. Высокоглиноземистый — 2. ● Плюмазитовый — 4, 5, 7.

Базальтоидная группа. Уклоны: Базальтовый — 9. Мезолейкобазальтоидный — 4. Лейкобазальтоидный — 3. Андзитовидный — 6, 7. ● Железomagниевый — 1, 3, 4, 7, 8. Умеренножелезистый — 6, 9. ● Среднещелочной — 7, 8. Умереннощелочной — 4, 6, 9. ● Натрокалиевый — 7. Натриевый — 1, 6. Высоко-

натриевый — 3, 4, 8, 9. ● Низкоглиноземистый — 1, 8, 9. Среднеглиноземистый — 6, 7. ● Низкотитанистый — 7. Среднетитанистый — 6. Высокотитанистый — 1, 8. Весьма высокотитанистый — 9.

Щелочносалическая группа. Уклоны: Трахитовый — 4, 9. Мелатрахитоидный — 5—7. ● Железосиликатный — 5. Железистый — 4, 6, 9. ● Среднещелочной — 5, 6. Повышеннощелочной — 4, 7, 9. ● Натрокалиевый — 7. Умереннонатриевый — 4, 6, 9. ● Крайне низкоанортитовый — 4. Весьма низкоанортитовый — 9. Низкоанортитовый — 6, 7. ● Среднеглиноземистый — 4, 6, 9. Высокоглиноземистый — 7.

выбросов и сопутствующие крупные малоглубинные интрузии гранитоидов и сиенитов (западный склон Восточного Саяна, Западное Забайкалье). Последовательность появления пород кислой, щелочносалической и базальтоидной групп в учтенных ассоциациях различна, не обнаруживает какой-либо простой регулярности.

Данные о химическом составе ассоциаций рассматриваемого класса приведены в табл. 28. Кислая группа обнаруживает обычно умеренно- или среднещелочной уклон, но может быть и низкощелочной (Южный Гиссар). Уклон щелочей в кислой группе варьирует от умереннонатриевого до натрокалиевого. Во вкрапленниках присутствуют анортотоклазы, калиевый санидин, микропертит, олигоклаз-андезин, кварц, авгит. Кислая группа на островах Терсейра, Пантеллерия и Д'Антракосто имеет агпаитовый уклон, состоит из пантеллеритовых и комендитовых пород со скудными вкрапленниками анортотоклаза, эгирин-авгита, натриевого ферроавгита. Значительно представлены агпаитовые риолитоиды в Цаган-Хуртейском районе.

Базальтоидная группа характеризуется лейкобазальтоидным уклоном либо значительной ролью лейкобазальтоидов, а по валовой щелочности пород — умеренно- или среднещелочным уклоном. Во вкрапленниках присутствуют андезин-лабрадор, авгит-салит, оливин, иногда биотит, роговая обманка, калишпат.

Щелочносалическая группа умереннощелочная, в ряде районов повышеннощелочная, иногда с участием высокощелочных пород (фонолитовые тефриты с вкрапленниками нефелина в хребте Лебомбо). В трахитах вкрапленники, обычно скудные, представлены анортотоклазами или калишпатом, олигоклазом, эгирин-авгитом, биотитом, иногда фаялитом, роговой обманкой, титаномагнетитом.

Существенно кислая девонская вулканическая ассоциация западного склона Восточного Саяна имеет в этом районе примерный возрастной аналог — плутонический сиенито-гранитоидный (с дайковыми базитами) комплекс, т. е. входит в вулканоплутоническую ассоциацию. Сопоставимыми по возрасту гранитоидами сопровождается позднепермско-раннеюрская вулканическая ассоциация Цаган-Хуртейского района. Вулканические ассоциации рассмотренного класса вместе с сопутствующими интрузиями интересны на медно-молибденовое и флюоритовое оруденение. Промышленные флюоритовые месторождения Южного Гиссара приурочены к главной вулканотектонической впадине, а многочисленные проявления флюорита — к полям даек, относимых к той же раннепермской вулканической ассоциации.

Существенно кислые вулканические ассоциации со щелочносалической группой явно очень редки, в отличие от своих плутонических аналогов — ассоциаций гранитоидов с подчиненными сиенитами, которых описано в литературе достаточно много. Мы пока можем сослаться на единичный пример — плиоцен-четвертичную ассоциацию материкового плато Центральной Македонии, Северная Греция (табл. 29). Эта ассоциация занимает ареал протяжением около 70 км в пределах Сербо-Македонского массива, непосредственно примыкающего с запада к Родопскому. Она связывается с третичными зонами северо-восточного простирания. Породы преимущест-

Петрохимические данные для трахитоидно-риолитоидной ассоциации

Номер	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
Материковое плато										
1а	72,82	0,34	17,35	1,62	0,85	0,48	0,15	0,27	4,91	0,18
	2,72	0,08	1,36	1,00	0,34	0,14	0,25	0,13	0,77	0,19
б	65,78	0,55	19,69	1,05	0,82	Сл.	0,37	6,40	5,22	0,09
	0,68	0,04	0,99	0,47	0,13		0,26	0,34	0,54	0,03

1. Постмиоценовая трахитоидно-риолитовая ассоциация Центральной Македонии, Северная Греция [Panagos e. a., 1978]. а. Кислая группа (11 ан.). Риолиты низкощелочные. Уклон риолитовый, железистый, низкощелочной, «весьма высококалиевый», весьма низкоавортитовый, высокоглиноземистый, плюмазитовый. б. Щелочносалическая группа, малоизмененные породы участка Гавра (5 ан.). Лейкограхиты повышенощелочные.

венно лавовые, имеют небольшую мощность. Особенностью пород является сильная серицитизация, почти повсеместная, местами породы превращены во вторичные кварциты.

Наличие калишпата во вкрапленниках пород как кислой, так и щелочносалической группы говорит о повышенной первичной калиевости лав, хотя в «высококалиевых» трахитах и риолитоидах (содержащих реликты плагиоклаза) калиевость, возможно, повышена метасоматозом. Любопытно, что кислая группа имеет общий низкощелочной уклон. Примечателен лейкократовый уклон как кислой, так и щелочносалической группы. С постмиоценовым вулканизмом района связаны вольфрамитовое и антимонитовое оруденение и массивная сульфидная минерализация.

## ФОРМАЦИИ ТРАХИТОИДНЫЕ И СУЩЕСТВЕННО ТРАХИТОИДНЫЕ

Эти формации встречаются весьма редко. Удалось найти единичные примеры, причем некоторые выделенные ассоциации имеют малый объем. При расширении рамок вулканической ассоциации по площади или в стратиграфическом разрезе щелочносалическая группа может оказаться подчиненной базальтоидам.

### ТРАХИТОИДНЫЕ АССОЦИАЦИИ

Примерами могут быть платформенные вулканические ассоциации нижнемеловой свиты Кроуснест в провинции Альберта, Канада и верхнемеловые платофонолиты Кении (табл. 30).

Свита Кроуснест состоит из агломератовых и других туфов и продуктов их переотложения, с небольшим количеством лавовых потоков. Максимальная мощность свиты более 400 м, площадь распространения около 1800 км<sup>2</sup>, объем вулканических пород около 200 км<sup>3</sup>. Лавы описаны как трахиты, анальцимовые фонолиты и др. Характерные минералы вкрапленников — санидин, анальцим, эгирин-авгит, гранат, реже встречаются позеан, сфен.

Верхнемиоценовые платофонолиты Кении распространены главным образом на «плечах» рифтовой долины и занимают площадь около 6500 км<sup>2</sup> (рис. 39). Здесь выделено 7 протяженных пологозалегающих покровов мощностью от 40 до 270 м, причем общая мощность эффузивной толщи редко превышает 500 м. Объем фонолитовых лав оценивается в 600 км<sup>3</sup>. Эффузивы представлены фонолитами с вкрапленниками санидина-анортотклаза, нефелина, биотита, авгита, рудного минерала и апатита. В основной массе пород, кроме того, отмечены натриевый амфибол, энigmatит, эгирин-авгит, анальцим, содалит.

### СУЩЕСТВЕННО ТРАХИТОИДНЫЕ АССОЦИАЦИИ

Базальтоидно-трахитоидная ассоциация описана в Иранском Азербайджане. Вулканиды имеют позднепалеогеновый возраст и распространены на площади в несколько тысяч квадратных километров. Излияния лав происходили как в подводных условиях (на севере), так и в наземных. Щелочносалические породы (тефриты, трахиты, латиты) содержат обильные вкрапленники плагиотклаза (45—55% анортита) и более редкие — оливина, авгита, титаномагнетита. В основной массе пород, кроме того, присутствует калиевый полевой шпат. Для тефритовых лав характерен анальцим во вкрапленниках и основной массе. Базальтоиды описываются как высококальциевые и пошонитовые базальты с вкрапленниками магнезиального оливина (15—35% фаялита), лабрадор-битовнита, хромистого магнетита, титаномагнетита и ортопироксена.

Примером существенно щелочносалической ассоциации с участием базальтоидов и мелапикритоидов могут быть верхнедевонские вулканиды

## Петрохимические данные для трахитоидных и существенно трахитоидных ассоциаций

Номер	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
<i>Трахитоидные ассоциации</i>										
Материковые платформы										
1	56,88	0,55	20,62	2,49	2,35	0,53	1,47	8,62	6,14	0,07
2	57,38	0,70	19,37	4,11	2,17	0,47	3,45	5,40	6,66	0,07
	2,65	0,32	1,41	1,63	1,70	0,31	1,81	2,20	2,47	0,07
<i>Существенно трахитоидная ассоциация с базальтоидной группой</i>										
Материковое плато										
3а	56,41	0,86	19,15	4,84	0,91	1,82	5,17	5,01	5,16	0,55
б	50,09	1,01	15,69	5,15	4,43	8,05	10,09	2,84	2,15	0,32
<i>Существенно трахитоидные ассоциации с базальтоидной и пикритовидными группами</i>										
Материковые платформы										
4а	56,66	1,74	18,20	4,38	1,59	2,03	3,07	6,26	5,66	0,43
	2,07	0,51	1,17	1,83	0,64	0,69	1,01	1,99	2,14	0,25
б	49,20	2,54	16,29	7,64	3,81	6,34	4,85	4,71	3,90	0,60
	2,79	0,94	2,30	2,17	2,17	3,12	2,45	1,79	1,71	0,25
в	42,16	2,60	6,63	6,50	8,35	21,37	9,22	1,67	0,71	0,56
	1,41	0,60	1,40	2,14	2,61	3,31	4,36	0,48	0,48	0,12
5а	60,02	1,03	16,23	3,44	4,06	0,86	2,29	6,72	4,87	0,21
	2,16	0,34	1,05	1,60	1,34	0,55	1,08	0,90	0,59	0,12
б	47,43	2,67	15,93	4,05	8,55	5,40	10,96	3,11	1,44	0,57
	1,29	0,51	1,96	1,83	2,13	1,48	1,56	0,62	0,34	0,32
в	67,51	0,60	12,15	3,24	3,59	0,34	1,08	6,02	4,74	0,69
	5,21	0,32	1,89	1,65	1,60	0,37	0,98	0,98	0,47	—
г	44,95	3,36	12,07	4,15	8,87	9,60	12,89	2,64	0,81	0,41
д	42,70	1,49	5,62	4,40	11,34	25,56	7,00	1,02	0,53	0,36
<i>Существенно трахитоидные ассоциации с базальтоидной и кислой группами</i>										
Материковые плато										
6а	64,34	0,74	18,23	2,04	1,10	0,87	1,19	6,58	4,67	0,14
	3,09	0,32	0,92	0,83	1,23	0,91	1,33	0,82	1,20	0,17
б	48,36	2,95	17,42	4,58	5,69	5,15	8,78	4,08	2,23	0,55
	4,66	0,87	1,71	1,71	1,81	2,65	2,15	1,01	0,79	0,21
в	70,42	0,28	15,94	1,43	0,16	0,09	0,21	5,55	5,85	0,04
7а	59,69	0,95	17,80	3,85	1,02	1,60	3,73	4,96	6,05	0,40
	2,26	0,34	0,87	1,00	0,51	0,94	1,35	0,44	0,95	—
б	49,86	1,30	15,36	4,27	4,01	5,59	9,43	4,65	3,89	1,49
	4,44	0,27	1,00	0,73	0,61	1,94	2,49	0,55	1,17	0,51
в	69,52	0,38	15,45	1,62	0,60	0,29	0,88	5,22	5,73	0,29
	1,35	0,08	0,88	0,95	0,80	0,10	0,47	0,89	0,67	0,41

1. Позднемиоценовая ассоциация Кении (14 ан.; фонолиты; [Lippard, 1973]).  
2. Раннемеловая ассоциация (Формация Кроуснест, Альберта, Канада (27 ан.; [Pearce, 1970; Ferguson, Edgar, 1978]), в том числе анальчные и позеансодержащие породы.

3. Палеогеновая ассоциация Иранского Азербайджана [Alberti e. a., 1979].  
а. Щелочносалическая группа (23 ан.), б. Базальтоидная группа (15 ан.).

4. Позднедевонская ассоциация Припятской впадины [Гладких, 1972; Корзун, Махнач, 1977]. а. Щелочносалическая группа (21 ан.;  $P_2O_5$  — 19 ан.), в том числе агпайтовые и нефелинсодержащие породы. б. Базальтоидная группа (51 ан.), в том числе агпайтовые и нефелин- и лейцитсодержащие породы. в. Мелапикритоидная группа (12 ан.), в том числе нефелинсодержащие породы. Уклон магниевый, умереннощелочной, высоконатриевый, высокоглиноземистый, весьма высокотитанистый.

5. Плиоцен-четвертичная ассоциация рифтовой зоны Грегори, Кения [Nash e. a., 1969; Saggerson, 1970; Baker e. a., 1977]. а. Щелочносалическая группа (32 ан.), в том числе агпайтовые породы. б. Базальтоидная группа (21 ан.). в. Кислая группа (16 ан.,  $P_2O_5$  — 10 ан.), в том числе агпайтовые породы. Уклон высокожелезистый, среднещелочной, умереннонатриевый, низкоглиноземистый, агпайтовый. г. Субмелапикритоидная группа (2 ан.). д. Мелапикритоидная группа (2 ан.;  $P_2O_5$  — 1 ан.).

6. Позднемеловая ассоциация комплекса Синтра, Португалия [Sparks, Wadge, 1976]. а. Щелочносалическая группа (10 ан.). б. Базальтоидная группа (12 ан.). в. Кислая группа (2 ан.).

7. Позднеюрская ассоциация района Мушугай-Худук, Южная Монголия [Баскина, Волчанская, 1976; Баскина, Волчанская, Гундсамбуу, Никитина, 1978; Баскина, Волчанская, Коваленко, 1978]. а. Щелочносалическая группа (17 ан.;  $P_2O_5$  — 11 ан.). б. Базальтоидная группа (9 ан.), в том числе нефелин- и лейцитсодержащие породы. в. Кислая группа (7 ан.). Уклон риолитовый, железистый, повышенощелочной, умереннонатриевый, весьма низкоанортитовый, высокоглиноземистый.

Щелочносалическая группа. Уклоны: Мелатрахитоидный — 1—5. ● Железистый — 6. Умеренножелезистый — 3, 4. Высокожелезистый — 1, 2, 5. ● Щелочной — 6. Среднещелочной — 3. Повышеннощелочной — 5, 7. Повышенно- и высокощелочной — 2, 4. Высокощелочной — 1. ● Фонолитовый — 1. ● Натрокалиевый — 2. Натриевый — 4. Умереннонатриевый — 1, 3, 5—7. ● Крайне низкоанортитовый — 1. Весьма низкоанортитовый — 3—6. Низкоанортитовый — 2, 7. ● Низкоглиноземистый — 5. Высокоглиноземистый — 2—4, 6, 7. Весьма высокоглиноземистый — 1.

Базальтоидная группа. Уклоны: Меламезобазальтоидный — 5. Базальтовый — 3. Мезолейкобазальтоидный — 4, 6. ● Умеренномагниевый — 3. Железемагниевый — 4, 6, 7. Умеренножелезистый — 5. ● Умереннощелочной — 3, 5. Среднещелочной — 6. Повышенно- и высокощелочной — 4, 7. ● Натриевый — 6. Умереннонатриевый — 3, 4, 7. Умеренно высоконатриевый — 5. ● Низкоглиноземистый — 7. ● Низкотитанистый — 3. Среднетитанистый — 7. Высокотитанистый — 4. Весьма высокотитанистый — 5, 6.

Припятской впадины в Белоруссии. Вулканогенные образования развиты на площади 1800 км<sup>2</sup>, общая мощность их 1—2 км. Вулканиды представлены главным образом подводными тефроидами, меньше лавами, отмечены силлы и дайки. Полагают, что извержения были наземными и подводными. Щелочносалические породы представлены трахитами (в том числе «фонолитовыми трахитами») с вкрапленниками плагиоклаза, ортоклаза, анортоклаза, нефелина, авгита, эгирина-авгита; характерно обилие сфена в основной массе некоторых трахитов. Базальтоиды описаны как нефелиниты с вкрапленниками нефелина, пироксена, иногда оливина, апатита, сфена и лейцита; более редки нефелиновые лейцититы, трахибазальты, биотит-оливиновые базальты. Мелапикритоиды описаны как анкаратрит-пикриты и лимбургиты с фенокритами оливина (до 20%). В основной массе этих пород присутствует авгит, нефелин, флогопит.

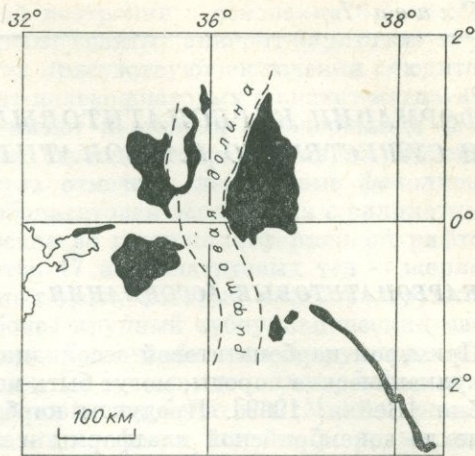
Более сложную ассоциацию образуют плиоцен-четвертичные вулканиды рифта Грегори в Кении. Здесь щелочносалическим породам (трахитам, фонолитам, туфам, игнимбрикам) подчинены базальтоиды, кислые вулканиды (риолиты, комендиты, пантеллериты, туфы, игнимбриды) и небольшое количество пикритов (лимбургиты, пикритовые базальты) и мелапик-

ритов (пикриты, океаниты). Интенсивный вулканизм, продолжавшийся около 13 млн. лет, сопровождался образованием рифтовой долины и кальдер. Известны трещинные покровы и вулканы центрального типа. Пикритоиды установлены в низах разреза, кислые породы — в верхах.

Существенно щелочносалищеская ассоциация с участием базальтоидов и кислых вулканитов описана в Португалии (верхнемеловой комплекс Синтра). Эффузивы распространены на площади  $5 \times 4$  км и представлены трахитами, базальтами, трахибазальтами, трахиандезитами, базанитами, щелочными риолитами. Отмечаются тефроиды различного состава, а также близкие по возрасту интрузивные тела сиенитов, кварцевых сиенитов, диоритов, монзонитов и др.

Аналогичный по набору породных групп позднеюрский вулканоплутонический комплекс выявлен в Южной Монголии. Вулканическая его часть представлена главным образом трахитами (биотитовыми и пироксеновыми) и их туфами, с небольшим количеством фонолитов, в том числе лейцитовых. Щелочные базальтоиды (меланефелиниты и базаниты) характеризуются присутствием флогопита, нефелина, лейцита. Кислые породы обладают повышенной щелочностью (трахилипариты) и тяготеют к верхней части разреза. Состав интрузивных пород близок к составу лав. Предполагается присутствие жильных карбонатитов. Комплекс сопровождается редкоземельной, флюоритовой и апатитовой минерализацией.

Ученные щелочносалищеские и существенно щелочносалищеские ассоциации проявлены в пределах платформ и материково-шельфовых плато (петрохимические данные см. в табл. 30). Уклоны щелочносалищеской группы во всех случаях железистые, повышено- и высокощелочные, натриевые. Для вулканитов подчиненных породных групп обычна повышенная щелочность.



Р и с. 39. Распространение миоценовых плато-фонолитов (черная заливка) в Кении [Lippard, 1973].

## ФОРМАЦИИ КАРБОНАТИТОВЫЕ И СУЩЕСТВЕННО КАРБОНАТИТОВЫЕ

### КАРБОНАТИТОВЫЕ АССОЦИАЦИИ

Примером карбонатитовой ассоциации, в которой неизвестны силикатные вулканические породы, могут быть меловые карбонатитовые вулканы Замбии [Бейли, 1969]. Продукты карбонатитового вулканизма залегают в чехле докембрийской платформы и тяготеют к рифтовой структуре. Известны тефроиды и субвулканические интрузивы анкеритовых карбонатитов и севитов. Не исключено присутствие силикатных магматических пород в более глубинных частях вулканических аппаратов. Косвенным признаком этого является присутствие обломков флогопита и ортоклаза в карбонатитовых агломератах и туфах, а также полевошпатовых брекчий в жерловинах наиболее ранней и мощной стадии извержений анкеритовой пирокластике. С карбонатитами связана баритовая, апатитовая, флюоритовая, ториевая и редкоземельная минерализация.

### СУЩЕСТВЕННО КАРБОНАТИТОВЫЕ АССОЦИАЦИИ

Ассоциации такого состава, так же как чисто карбонатитовые, крайне редки.

Существенно карбонатитовая ассоциация с трахитоидами представлена одиночным вулканом Ханнешин в Южном Афганистане. Карбонатитовый вулкан расположен в центре неоген-четвертичной впадины на матери-

Таблица 31

Петрохимические данные для существенно карбонатитовых ассоциаций

Номер	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
-------	------------------	------------------	--------------------------------	--------------------------------	-----	-----	-----	-------------------	------------------	-------------------------------

*Существенно карбонатитовая ассоциация со щелочносалической группой*

#### Материковое плато

1а	1,28	0,08	0,30	2,66	0,92	5,22	42,60	0,07	0,26	0,35
б	1,76	0,06	0,00	7,57	0,00	3,69	27,93	0,18	0,17	0,77
в	52,69	0,12	17,40	6,04	0,13	0,00	4,69	4,66	10,82	0,14

*Существенно карбонатитовая ассоциация с базальтоидной и щелочносалической группами*

#### Материковая платформа

2а	3,45	0,27	0,92	8,09	0,48	0,67	46,96	0,34	0,22	2,02
б	1,03	0,01	1,17	1,02	11,61	10,37	28,47	0,20	0,11	0,02

1. Плиоцен-четвертичная фонолитово-карбонатитовая ассоциация вулкана Ханнешин, Афганистан [Вихтер и др., 1977]. а. Севиты (2 ан.). В том числе SO<sub>3</sub> — 2,05; Tr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0,80; BaO + SrO — 3,75, MnO — 1,16. б. Анкерит-баритовые карбонатиты (3 ан.). В том числе SO<sub>3</sub> — 9,63; Tr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0,37; BaO + SrO — 19,83; MnO — 2,27. в. Щелочносалическая группа (3 ан.). Лейцитовые фонолиты. 2. Меловая трахитоидно-базальтоидно-карбонатитовая ассоциация Малави, Южная Африка [Гарсон, 1969]. а. Севиты (4 ан.). В том числе H<sub>2</sub>O — 0,47; CO<sub>2</sub> — 35,48; MnO — 0,86. б. Бекфорсит (1 ан.). В том числе H<sub>2</sub>O — 0,10; CO<sub>2</sub> — 41,80; S — 0,63; MnO — 3,21.

ковом плато. Размеры вулканической постройки в основании 6,5—8 км. Установлены анкеритовые карбонаты, севиты, анкерит-баритовые карбонаты, альвикиты. В карбонатах присутствуют включения слюдотов (флогопитовых и биотитовых), гранат-полевошпатовых и апатит-магнетит-пироксеновых пород. Карбонаты имеют повышенные содержания фосфора (табл. 31), редких земель, урана, стронция, бария и свинца. В очень малом количестве среди карбонатов отмечены лейцитовые фонолиты.

Более сложная существенно карбонатитовая ассоциация с силикатными породами мелового возраста описана во внутриплатформенной рифтовой зоне Малави. Здесь насчитывается 17 карбонатитовых тел — жерловин, кольцевых интрузий, радиальных даек, которые интерпретируются как корневые части вулканов. Наиболее крупный субвулканический массив (Чилва) имеет размеры  $3,2 \times 2,4$  км. Тела карбонатитов группируются в два пояса протяженностью 40 и 80 км. Присутствуют севиты, бефорситы, бастнезитовые, анкеритовые и сидеритовые карбонаты. Многие разновидности карбонатитов содержат апатит, магнетит, пироксид, рутил, щелочные пироксены, флогопит, биотит. Щелочносалические вулканы представлены фонолитами (с лейцитом и анальцимом) и меньше трахитами. Упоминаются анкаратриты, оливковые меланефелиниты. С вулканиками тесно ассоциируются нефелиновые сиениты, уртиты, ийолиты, камптониты. С карбонатитами Малави связаны руды редких земель, стронция, ниобия, фосфора.

## **СТАТИСТИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ В СОСТАВАХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ И ВОПРОСЫ ИХ ИСТОЛКОВАНИЯ**

В этой главе обсуждаются некоторые выявленные закономерности и делается предварительная попытка их интерпретации. За рамками обсуждения пока остаются статистические связи компонентов внутри породных групп и между разными ассоциирующимися группами. Самостоятельную тему представляет развернутый петрогенетический анализ выявленных закономерностей состава. Авторы предполагают рассмотреть эти вопросы в отдельной работе.

### **СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ПОРОДНЫХ ГРУПП И ПОРОД РАЗНОЙ МЕЛАНОКРАТОВОСТИ И ЩЕЛОЧНОСТИ В ВУЛКАНИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЯХ**

При описании вулканических ассоциаций разных типов мы отмечали сложность и противоречивость стратиграфической смены породных групп и пород разных петрохимических классов. На фоне разнообразного чередования пород улавливается некоторая статистическая предпочтительность смены, в общем не очень резкая.

В сложных, состоящих из нескольких породных групп, ассоциациях обычно на всем или почти на всем стратиграфическом интервале встречаются базальтоиды, а породы других групп локализуются на их фоне, давая отдельные максимумы приуроченности. Выделяются и чисто или почти чисто базальтоидные интервалы (максимумы). Чередование этих статистических максимумов позволяет уловить тенденции смены породных групп. При сборе материала нас интересовали возможно более широкие максимумы, позволяющие выявить главные тенденции. Для выявления последних особенно ценны мощные и хорошо обособленные ассоциации (комплексы), которые отделены от других геологически длительными затишьями магматической активности, позволяющими считать эти ассоциации вполне самостоятельными — результатом отдельного магматического цикла.

Исходя из описаний учтенных сложных ассоциаций, можно (пока на уровне визуального обобщения) представить следующую эмпирическую схему предпочтительной смены породных групп во времени: пикритоиды — базальтоиды — риолитоиды и трахитоиды — базальтоиды — пикритоиды. Эта суммарная схема выдерживается только статистически, в нее вписывается большая часть ассоциаций, но далеко не все. В общем, как можно видеть, смена дает ритм. Породные группы, сближенные по составу, сопрягаются стратиграфически.

В целом ряде ассоциаций, начавших формироваться после длительного магматического затишья, над подошвой наблюдается последовательность максимумов пикритоиды — базальтоиды. Она выражена в некоторых платформенных комплексах, где выдерживается на больших пространствах (Западная Гренландия и Баффинова Земля, Западное вулканическое поле Декана), а также в ряде геосинклинальных ассоциаций (архей провинций Барбертон, Якабинди — Скотия — Норсмен и др.).

Гораздо чаще обособленная вулканическая ассоциация начинается базальтоидами, а кончается преимущественно салическими породами; этот наиболее распространенный случай давно получил название гомодромной последовательности. Довольно часто обособленные вулканические ассоциации заканчиваются мощными базальтоидами, лежащими на существенно кислой части разреза (антидромная последовательность). Пикритоиды избегают существенно салической части и примыкающих к ней горизонтов базальтоидного разреза, но нередко вновь появляются в верхах вулканических ассоциаций — в виде эффузивных толщ (меймечиты Маймеча-Котуйской провинции, пикритоиды Тродоса) и чаще — в виде поздних субвулканических тел. В большинстве обособленных вулканических ассоциаций выпадает антидромная часть, реже отсутствует гомодромная часть (ассоциации существенно кислые в низах и существенно базальтоидные в верхах). Подчеркнем, что под терминами «гомодромная» и «антидромная последовательность» мы имеем в виду в общем случае не простую смену пород, а смену интервалов, обогащенных породами повышенной или пониженной меланократовости. В общем для салических эффузивов намечается один статистический максимум — в конце формирования обычных гомодромных ассоциаций, а для базальтоидов и пикритоидов — по два максимума приуроченности — в низах гомодромной и в верхах антидромной части разреза ассоциаций.

По многим соображениям максимум кислых пород, соединяющий гомодромную и антидромную части разреза, можно связать с моментом максимального подъема фронта магмообразования (в субкислый слой коры). Тогда гомодромную часть ассоциаций можно поставить в соответствие с прогрессивной стадией магматического цикла — подъемом фронта магмообразования из мантии в кору, с вовлечением в плавление пород последовательно уменьшающейся меланократовости. Антидромная часть может соответствовать регрессивной стадии — опусканию фронта магмообразования. Оговоримся, что речь не идет о жесткой, однозначной связи смены пород с указанным глубинным механизмом, а лишь об их стохастической сопряженности.

Таким образом, геодинамический фактор — перемещение фронта магмообразования — хорошо объясняет статистические особенности смены породных групп в вулканических комплексах. С этой точки зрения рассматриваемая модель не уступает общеизвестной модели сильного фракционирования фемической магмы в одном цикле, которая широко использовалась для объяснения гомодромной и антидромной смены фемических и салических пород.

Перемещение фронта магмообразования можно считать наиболее универсальным и ведущим фактором, определяющим статистически выраженную ритмичность смены породных групп. На подобную роль, по-видимому, не может претендовать последовательное выплавление разных групп магм (отвечающих породных группам) из одного и того же субстрата. Этот механизм в принципе должен был бы обусловить преобладание антидромной смены магм.

Внутри породных групп, как отмечено при описании разных типов ассоциаций, стратиграфические тренды изменения составов изучены слабо. Вполне ясно только, что эти тренды слабо выражены и малорегулярны. Есть основания считать (хотя это нуждается в специальной проверке), что преобладает гомодромная тенденция внутри базальтоидной и кислой групп. Эту намечающуюся тенденцию можно объяснить действием двух однонаправленных факторов — подъемом фронта магмообразования и фракционированием базальтоидной и кислой магм. Явно слабое проявление гомодромной тенденции позволяет считать, что действие указанных факторов осложняется какими-то другими сильными факторами. Одним из них может быть вязкостное фракционирование, затрудняющее выход

на поверхность более вязких, чем базальтовые, андезитовидных магм.

При описании разных типов ассоциаций отмечалось, что фемические щелочные породы тяготеют к низам и верхам разрезов. В низах гомодромной последовательности повышенная щелочность пород проявляется в очень многих ассоциациях. Предпочтительная приуроченность щелочных пород к верхам вулканических ассоциаций известна на океанических островах и во многих других местах.

Учитывая широко принятое и достаточно обоснованное представление о наиболее глубинной природе щелочных фемических магм, их появление можно связать с наиболее глубоким положением фронта магмообразования в начале и конце формирования обособленных вулканических ассоциаций.

### **ПЕТРОХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОДНЫХ ГРУПП И ЕГО ЗАВИСИМОСТЬ ОТ НАБОРА ПОРОДНЫХ ГРУПП В АССОЦИАЦИЯХ**

В главах 3—7 отмечались некоторые петрохимические черты породных групп, зависящие от набора и количественного соотношения последних. Здесь будет дано краткое статистическое обобщение на базе полуколичественных классификационных оценок и обычных статистических параметров (см. табл. 2—31). Рассматриваемый вопрос поднят недавно и в литературе освещен мало [Абрамович, Клушин, 1978].

**Мелалапикритовидная группа.** Эта группа вулканитов не слишком редка. Она не зафиксирована только в вулканических комплексах с преобладанием салических пород. Чаще представлена в небольших объемах и слабо петрохимически охарактеризована. Лишь примерно в 30 из учтенных ассоциаций можно было сделать доверительные классификационные оценки состава группы.

Перевес в составе группы от обычных для нее мелалапикритов иногда переходит к ультрапикритам. Наиболее меланократовая тенденция (с появлением ультрапикритового уклона) свойственна некоторым из чисто мелалапикритовидных ассоциаций и тех, где группа преобладает. Эти ассоциации характерны для древних платформ, обычно именуются кимберлитовыми. При преобладании базальтоидов мелалапикритовидная группа становится в общем менее меланократовой. Она всегда магниевая, обычно высокомагниевая.

В общем более щелочные уклоны группа обнаруживает в чисто и существенно мелалапикритовидных комплексах, а также в существенно базальтоидных с трахитоидами. Однако даже в ассоциации с последней мелалапикритовиды могут быть преимущественно низкощелочными (Маймеча-Котуйский район). В существенно базальтоидных комплексах без щелочносалических пород (с кислой группой или без нее) намечается снижение щелочности мелалапикритовидов. По соотношению щелочей отмечаются первичные уклоны от крайне высоконатриевого до высококалиевого. Отчетливо калиевую тенденцию проявляет рассматриваемая группа в чисто или существенно мелалапикритовидных комплексах (платформенных), где не отмечено явно первичных натриевых уклонов. При преобладании базальтоидов доминируют натриевые уклоны рассматриваемой группы, причем нет четкой зависимости натриевости-калиевости от присутствия кислой или щелочносалической группы.

В принятой шкале зафиксированы уклоны мелалапикритовидной группы от высокоглиноземистого до весьма низкоглиноземистого. Сопряженность по этому показателю с набором и количественным соотношением разных породных групп не улавливается. По содержанию окиси титана в мелалапикритоидах встречаются уклоны от крайне низкотитанистого до крайне высокотитанистого. Значимое преобладание высокотитанистых уклонов

Петрохимические характеристики субмелалапикритоидной группы из разных типов ассоциаций, вычисленные по средним для региональных комплексов

Петрохимический показатель	Типы ассоциаций					
	без калических породных групп		с кислой группой		со щелочнокалической группой	
	$\bar{X}$	s	$\bar{X}$	s	$\bar{X}$	s
SiO <sub>2</sub>	47,61	4,37	48,47	3,13	42,71	2,21
TiO <sub>2</sub>	1,69	1,42	1,49	1,17	2,88	0,89
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,95	1,45	9,96	1,56	10,58	1,09
ΣFeO	11,35	1,55	11,74	1,90	12,91	0,90
MgO	16,31	2,59	15,85	2,50	13,19	1,68
CaO	9,41	2,45	10,03	1,85	12,61	1,78
Na <sub>2</sub> O	1,57	0,72	1,29	0,48	2,58	0,72
K <sub>2</sub> O	1,13	1,36	0,45	0,46	1,19	0,41
a	4,6	2,6	3,2	1,3	6,8	1,6
c	3,7	1,6	4,5	1,1	3,1	1,0
b'	41,3	3,9	41,1	2,7	43,0	1,3
n	73,8	18,7	83,0	11,3	76,5	8,0
Q	-12,5	8,8	-8,4	4,9	-22,8	5,8
F	28,8	4,5	29,6	5,8	35,7	4,1
Число ассоциаций	19		14		20	
Число анализов в каждой ассоциации	N ≥ 10		N ≥ 10		N ≥ 5	

рассматриваемой группы характеризует чисто и существенно мелалапикритоидные комплексы (платформенные), а преобладание низкотитанистых — существенно базальтоидные комплексы (с кислой группой или без нее и без щелочнокалических пород).

**Субмелалапикритоидная группа.** В 45 ассоциациях удалось сделать достоверные полуколичественные оценки состава группы по классификационным показателям. По общей меланократовости чаще отмечается уклон пикритовый (13 случаев), чем субпикритовый (3 случая; Ветреный пояс, зона Кейп-Фогель, северо-западный склон Марианского жлоба). Субпикритовый уклон соответствует эффузивным аналогам ортопироксенитов или вебстеритов.

Статистический уровень магнизиальности-железистости субмелалапикритоидной группы колеблется мало; обычен умеренномагниевоый уклон, редок умеренно высокомагниевоый. Устанавливаются повышенная меланократовость и пониженная магниевость группы в ассоциациях, включающих щелочнокалические породы (табл. 32).

По щелочности группа в общем примерно одинаково часто имеет низкощелочные и щелочные уклоны — от весьма низкощелочного до высокощелочного. Отчетливо повышена общая щелочность субмелалапикритоидов в ассоциациях, включающих щелочнокалическую группу (значимо преобладают щелочные уклоны), по сравнению с остальными, где преобладают низкощелочные. По первичному соотношению щелочей намечается и требует проверки преобладание высококалиевых (до весьма высококалиевых)

**Встречаемость уклонов базальтоидов по общей меланократовости и магнезиальности железистости в зависимости от набора породных групп в ассоциациях**

Ассоциации	Выборочные численности и доля ассоциаций с уклонами			
	меламезобазальтоидными	лейкобазальтоидными	магниевыми	железистыми
Чисто базальтоидные . . . . .	49	30(27—49%)	59	29(23—43%)
С пикритоидами	48	4(2,2—19%)	24	19
Со щелочносалической группой	30	22	8(13—49%)	20
Только с кислой группой . . . .	12(4—14%)	145	24(15—32%)	81
Более сложные с кислой группой	25	16	9(15—51%)	20

Примечание. В табл. 33—36, 39, 48 в скобках указан интервал процентной доли на 95%-ном доверительном уровне.

евого) уклонов рассматриваемой группы над умереннонатриевым и более калиевыми (до умереннокалиевого).

В принятой шкале субмелапикритоиды имеют высокоглиноземистые уклоны, до крайне высокоглиноземистого. Содержание титана в рассматриваемой группе вулканитов отчетливо повышено в комплексах с трахитоидами, где значимо преобладают высокотитанистые уклоны (до весьма высокотитанистых), в то время как в остальных преобладают низкотитанистые. Среди последних экстремальными оказались крайне низкотитанистые.

**Базальтоидная группа.** Полуколичественные доверительные оценки по меланократовости этой группы сделаны для 480 ассоциаций. Следует подчеркнуть несомненную редкость мелабазальтоидных уклонов (около 20 случаев).

В чисто базальтоидных ассоциациях лейкобазальтоидные уклоны несколько уступают по распространенности более меланократовым (табл. 33). Эта же тенденция намечается для комплексов со щелочносалической группой и сложных ассоциаций с кислой группой. Наиболее меланократовую тенденцию базальтоиды проявляют в комплексах с участием пикритоидов, а наиболее лейкократовую — в комбинациях с породами только кислой группы. В общем можно считать сравнимо часто встречающимися магниевого (как правило, умеренномагниевого) и железистый уклон базальтоидов (114 случаев против 142). Железистые уклоны очень редко доходят до высокожелезистого. Чисто базальтоидные ассоциации имеют по преимуществу магнезиальный уклон, а в ассоциациях с пикритоидами уклон базальтоидов сравнимо часто бывает магниевого и железистым (табл. 33). В комплексах с

Т а б л и ц а 34

**Встречаемость уклонов базальтоидов по общей щелочности в зависимости от набора породных групп в ассоциациях**

Ассоциации	Выборочные численности и доля ассоциаций с уклонами	
	низкощелочными	щелочными
Чисто базальтоидные	48	42
Только с пикритоидами	12	11
Со щелочносалической группой . . . . .	1(0—8%)	76
Только с кислой группой . . . . .	84	48(32—46%)

салическими породами в общем преобладают железистые базальтоиды.

Согласно данным табл. 34, в ассоциациях только с кислой группой значимо чаще распространен низкощелочной уклон базальтоидов. В присутствии щелочносалической группы обычные щелочные уклон базальтоидов, низкощелочной встречается весьма редко. Не зафиксировано примеров с весьма низкощелочным уклон базальтоидов; экстре-

мальным в сторону повышенной щелочности в учтенных ассоциациях оказывается по-вышенно- и высокощелочной уклон. Табл. 35 показывает отсутствие четкой сопряженности между натриево-калиево-стью базальтоидов и набором породных групп в ассоциации. Во всех случаях устанавливается или намечается преобладание высоко-натриевых уклонных базальтоидов.

Сохраняя общую низкоглиноземистую тенденцию при разном наборе породных групп (табл. 36), базальтоиды все же статистически наименее глиноземисты в чисто базальтоидных комплексах и в ассоциациях с пикритоидами и более глиноземисты в присутствии щелочносалической и особенно кислой групп пород. Очень редкими, экстремальными уклонами оказались крайне низкоглиноземистый (Западный Кимберли) и весьма высокоглиноземистый (Западные Липарские острова).

Учтенные чисто базальтоидные ассоциации дают примерно одинаковое число примеров низко- и высокотитанистых уклонных. Это, однако, не говорит об истинном количественном соотношении низко- и высокотитанистых базальтоидов, так как занижает долю крупнообъемных базальтоидов платформ и океанов, по преимуществу высокотитанистых (см. следующий раздел). Фактически общая доля высокотитанистых базальтоидных ассоциаций выше, чем низкотитанистых. Это соотношение сохраняется в ассоциациях с пикритоидами (табл. 36). Преобладают высокотитанистые базальтоиды также в ассоциациях со щелочносалическими породами. Только в присутствии кислой группы резко преобладают низкотитанистые базальтоиды.

Сравнительные оценки, сделанные для базальтоидной группы по результатам полуколичественной классификации, не противоречат параметрическим статистикам (табл. 37).

**Кислая группа.** Эта группа вулканических пород по распространенности, как известно, уступает только базальтоидной. Согласно данным об учтенных ассоциациях, объемы кислой группы статистически уменьша-

**Встречаемость уклонных базальтоидов по соотношению щелочей в зависимости от набора породных групп в ассоциациях (комплексы с региональной альбитизацией плагноклазов исключены)**

Ассоциации	Выборочные численности и доля ассоциаций с уклонами	
	высоко-натриевыми	умереннонатриевым и более калиевыми
Чисто базальтоидные	62	33(24—44%)
Только с пикритоидами	9	2(2—52%)
Более сложные с пикритоидами . . . . .	22	5(6—38%)
Со щелочносалической группой . . . . .	44	13(13—36%)
Только с кислой группой	60	39(30—50%)
Более сложные с кислой группой . . . . .	23	8(12—45%)

Таблица 36

**Встречаемость уклонных базальтоидов по содержанию глинозема и титана в зависимости от набора породных групп**

Ассоциации	Выборочные численности и доля ассоциаций с уклонами			
	низкоглиноземистыми	высокоглиноземистыми	низкотитанистыми	высокотитанистыми
Чисто базальтоидные . . . . .	90	12(6—20%)	53	54
С пикритоидами . . . . .	60	3(1—13%)	28(27—50%)	46
Со щелочносалической группой	43	14(14—39%)	30(24—44%)	60
Только с кислой группой . . . . .	96	60(31—46%)	131	26(12—24%)

Петрохимические характеристики базальтоидной группы из разных типов ассоциаций, вычисленные по средним для региональных комплексов

Петрохимический показатель	Типы ассоциаций									
	чисто базальтоидные		с пикритоидами		только с кислой группой (без метавулканических)		только с кислой группой (метавулканические)		со щелочно-салической группой	
	$\bar{X}$	s	$\bar{X}$	s	$\bar{X}$	s	$\bar{X}$	s	$\bar{X}$	s
SiO <sub>2</sub>	51,26	2,75	50,11	2,87	55,95	3,47	54,95	3,81	49,43	3,21
TiO <sub>2</sub>	1,71	0,75	1,82	0,81	1,10	0,54	1,19	0,51	2,25	0,84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,69	1,42	15,13	1,16	17,05	1,26	16,42	1,26	16,22	1,19
ΣFeO	10,67	1,87	11,01	1,67	8,21	1,95	9,69	1,99	10,43	1,55
MgO	6,31	1,64	7,21	1,68	4,31	1,43	5,11	1,42	5,79	1,40
CaO	8,94	2,05	9,69	1,30	7,51	1,66	6,90	1,65	8,71	1,63
Na <sub>2</sub> O	3,24	0,71	2,93	0,66	3,32	0,64	3,73	0,72	3,82	0,69
K <sub>2</sub> O	1,28	1,37	1,23	0,19	1,76	1,00	1,26	0,76	2,08	1,00
a	8,9	2,5	8,2	2,1	10,0	5,0	10,1	2,2	11,4	2,2
c	6,0	1,6	5,6	1,1	6,6	2,5	6,0	1,1	5,2	1,2
b'	25,4	4,6	28,1	3,7	17,9	24,9	20,3	5,1	25,2	4,6
n	81,6	15,0	79,7	8,7	75,7	9,9	82,6	8,2	74,4	8,8
Q	-4,8	5,6	-6,6	7,0	-4,4	7,3	1,1	7,2	-11,7	7,4
F	49,0	8,9	46,5	6,5	51,9	7,6	52,0	5,2	50,7	5,4
Число ассоциаций	112		34		129		44		88	
Число анализов в каждой ассоциации	N ≥ 10		N ≥ 10		N ≥ 10		N ≥ 10		N ≥ 5	

ются с повышением меланократовости ассоциирующих базальтоидов.

Полуколичественные классификационные оценки состава группы удалось сделать примерно в 230 из учтенных ассоциаций. По общей меланократовости устанавливаются уклоны от риолитового до весьма редкого адидлатитового, причем первый явно преобладает над мелариолитоидными уклонами (примерно 90 против 25 случаев). Лейкократовая тенденция группы сохраняется в комплексах, включающих щелочносалическую группу (19 случаев с риолитовым уклоном против 3), а также в тех ассоциациях, где трахитоидная группа не установлена, а кислая не уступает по объему базальтоидам (с учетом чисто кислых ассоциаций здесь отмечено 45 ассоциаций риолитового уклона против 4 мелариолитоидных). В сложных комплексах без щелочносалической группы при перевесе базальтоидной группы над кислой не устанавливается надежного преобладания риолитового уклона над мелариолитоидными (26 случаев против 17), т. е. кислая группа проявляет более меланократовую тенденцию.

По соотношению железа и магния крайними для кислой группы оказываются весьма высокожелезистый и редкий магниевый (умеренно-магниевый) уклон. В общем нет надежного преобладания высокожелезистого либо умеренножелезистого уклона (примерно 50 против 60 случаев). Это приблизительное равенство сохраняется в кислых и существенно кислых ассоциациях без щелочносалической группы (около 25 случаев против 25). Однако в ассоциациях без щелочносалической группы, но с преобладанием базальтоидов, перевес переходит к умеренножелезистому укло-

ну (36 случаев против 13), а в комплексах со щелочносалической группой — к высокожелезистой (12 против 2).

В принятой классификационной шкале кислая группа вулканитов имеет преимущественно щелочные уклоны (умереннощелочной, редко среднещелочной; примерно 100 случаев против 40).

Там, где появляется щелочносалическая группа, кислая обычно тоже имеет щелочной уклон, хотя и не всегда (24 случая против 2). Щелочные уклоны кислой группы преобладают в кислых и существенно кислых комплексах без трахитоидов. Однако в комплексах без трахитоидов, с преобладанием базальтоидной группы над кислой, последняя часто бывает низкощелочной и щелочной (примерно 30 случаев против 40).

По соотношению щелочей несколько чаще встречается уклон умереннонатриевый, чем натрокалиевый и калиевый, вместе взятые (примерно 75 случаев против 45); здесь не учтены ассоциации с существенно развитой альбитизацией полевых шпатов, искажающей соотношение щелочей. Преобладание умереннонатриевого уклона над натрокалиевым и калиевым в кислой группе сохраняет силу в присутствии трахитоидной группы, а также в ассоциациях без трахитоидов, причем независимо от преобладания кислой или базальтоидной группы.

По выбранной классификационной границе по глинозему, кислая группа сравнимо часто бывает низко- и высокоглиноземистой (около 55 против 65 случаев). Это соотношение сохраняет силу для комплексов со щелочносалической группой. В комплексах без трахитоидов и с преобладанием базальтоидной группы над кислой последняя приобретает высокоглиноземистую тенденцию (примерно в 40 случаях против 20), а в кислых и существенно кислых ассоциациях без трахитоидов намечается низкоглиноземистая (29 случаев против 16).

Таблица 38

Петрохимические характеристики риолитоидной группы из разных типов ассоциаций, вычисленные по средним для региональных комплексов

Петрохимический показатель	Типы ассоциаций							
	со щелочно-салической группой		без щелочно-салической группы		существенно базальтоидные с кислой группой		существенно кислые с базальтоидной группой	
	$\bar{X}$	<i>s</i>	$\bar{X}$	<i>s</i>	$\bar{X}$	<i>s</i>	$\bar{X}$	<i>s</i>
SiO <sub>2</sub>	70,94	2,30	71,75	2,70	71,07	2,84	72,32	2,27
TiO <sub>2</sub>	0,41	0,16	0,38	0,14	0,40	0,16	0,35	0,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,05	1,40	14,22	1,21	14,55	1,23	13,95	1,08
ΣFeO	3,79	1,49	3,30	1,08	3,46	1,14	3,15	1,00
MgO	0,52	0,34	0,81	0,46	0,92	0,51	0,68	0,37
CaO	1,11	0,61	1,90	1,17	2,29	1,37	1,56	0,81
Na <sub>2</sub> O	4,35	1,43	3,77	0,91	3,82	1,00	3,75	0,77
K <sub>2</sub> O	4,24	1,19	3,53	1,40	3,13	1,47	3,87	1,24
<i>a</i>	14,8	2,6	13,0	2,0	12,6	2,3	13,3	1,6
<i>b'</i>	4,1	1,5	4,4	1,7	4,9	1,9	3,9	1,3
<i>n</i>	58,3	16,4	62,2	14,1	65,4	15,3	59,7	11,7
<i>Q</i>	25,5	7,0	30,3	5,8	29,7	6,0	31,0	5,3
<i>F</i>	79,7	10,1	69,0	15,0	68,0	12,4	69,5	18,5
Число ассоциаций	36		157		78		62	
Число анализов в каждой ассоциации	N≥5		N≥10		N≥10		N≥10	

Таблица 39

Встречаемость уклонов трахитоидной группы по общей щелочности в зависимости от набора породных групп в ассоциациях

Ассоциации	Выборочные численности и доля ассоциаций с уклонами	
	повышеннощелочным и менее щелочными	высокощелочным
С кислой группой	25	0(0—14%)
Без кислой группы	16	7(13—53%)

группа явно сдвинута по сравнению с кислой в более меланократовую область. Высокожелезистые и весьма высокожелезистые уклонь преобладают над более магниевыми (умеренножелезистым, железомagneиым; 20 случаев против 8, или 51—87%).

По общей щелочности отмечают уклонь от умеренно- до высокощелочного, причем повышенно- и высокощелочные породы преобладают гораздо чаще, чем умереннощелочные (46 против 5 случаев, или 78—97%).

Из табл. 38 виден ряд петрохимических особенностей риолитоидов в зависимости от присутствия щелочносалической группы и количественного соотношения базальтоидов и риолитоидов в ассоциации.

**Щелочносалическая группа.** Полуколичественные доверительные оценки состава группы сделаны примерно для 80 вулканических ассоциаций. Случаев лейкотрахитоидного уклона (преобладания пород с  $b \leq 5$ ) не зафиксировано; примерно в половине случаев установлен мелатрахитоидный уклон. Щелочносалическая

Таблица 40

Петрохимические характеристики трахитоидной группы из разных типов ассоциаций, вычисленные по средним для региональных комплексов

Петрохимический показатель	Типы ассоциаций							
	Все типы		Существенно базальтоидные					
			с пикритоидами		без пикритоеидов и кислой группы		с кислой группой	
$\bar{X}$	s	$\bar{X}$	s	$\bar{X}$	s	$\bar{X}$	s	
SiO <sub>2</sub>	59,93	2,87	58,67	3,01	59,39	2,00	61,64	1,51
TiO <sub>2</sub>	0,74	0,26	0,71	0,28	0,82	0,40	0,61	0,21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,61	1,33	19,24	1,39	18,94	1,22	18,09	0,85
ΣFeO	5,08	1,25	5,16	1,35	4,88	1,21	5,26	1,18
MgO	1,01	0,47	0,92	0,46	1,01	0,41	0,95	0,43
CaO	2,57	0,99	2,40	0,67	2,72	1,10	2,23	0,71
Na <sub>2</sub> O	6,28	1,48	7,27	1,45	6,07	1,70	5,86	1,11
K <sub>2</sub> O	5,05	1,17	4,90	0,91	5,41	2,07	4,67	1,36
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,26	0,14	0,25	0,15	0,25	0,14	0,20	0,09
a	21,1	3,1	22,9	3,3	21,3	3,1	19,6	2,3
c	1,7	1,3	1,2	1,4	1,9	1,0	2,0	1,1
b'	8,0	2,0	8,0	2,1	8,0	1,8	7,5	1,4
n	64,8	8,9	68,9	6,0	62,8	14,9	65,5	9,8
Q	-6,5	10,5	-12,7	11,3	-7,6	8,9	-0,48	6,2
F	74,5	9,4	76,5	9,0	73,7	8,2	75,88	9,3
Число ассоциаций	88		14		24		25	

Примечание. Число анализов в каждой ассоциации N>5.

В 42 случаях преобладают умереннонатриевые породы. По содержанию  $Al_2O_3$  зафиксированы уклоны от низкоглиноземистого до весьма глиноземистого, чаще устанавливается преобладание высокоглиноземистых пород.

По данным полуколичественных и количественных оценок улавливается снижение щелочности и повышение насыщенности кремнеземом щелочносалической группы при появлении в составе ассоциации риолитоидов (табл. 39, 40). В ассоциациях с пикритоидами экстремально повышена щелочность группы за счет натрия (табл. 40).

Приведенные в настоящем разделе главы данные свидетельствуют о наличии стохастической сопряженности между качественным составом вулканических ассоциаций (набором породных групп) и количественными особенностями состава породных групп.

#### *СТАТИСТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СОСТАВОВ ВУЛКАНИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ РАЗНЫХ ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ ТИПОВ ОБЛАСТЕЙ*

Этот раздел представляет собой опыт использования развиваемой методики оценки и классификации составов для выявления и описания различий составов вулканических ассоциаций между укрупненными геолого-тектоническими типами областей.

При истолковании различий между глобальными выборками ассоциаций по типам областей можно считать, что эффективность фракционирования в вулканических магмах сходного состава в разных типах областей приблизительно одинакова, поскольку статистически примерно одинаковы факторы дифференциации магм (давления, температуры, ускорение силы тяжести, продолжительность существования и контролируемые термобарическими условиями фазовые отношения в магмах) на путях их подъема и становления. Поэтому можно считать, что статистические различия составов между разными типами областей (табл. 41—47) отражают в основном специфику обстановок выплавления магм — состава магмообразующих субстратов, термобарических и флюидных условий в зоне генерации магм.

**Платформы.** Как было условлено в гл. 2, объем этого класса мы принимаем узким, рассматривая только области особо длительной стабилизации — платформы и палеоплатформы с древним относительным возрастом фундамента. Географически (палеогеографически) платформы представляют собой материковые или шельфовые области. Это области практически сплошного развития зрелой коры с мощным субкислым (гранитоидно-метаморфическим) слоем.

Одна из особенностей вулканизма платформ — повышенная встречаемость чисто и существенно мелапикритоидных ассоциаций, описываемых обычно как кимберлитовые. Мелапикритоиды встречаются здесь также в существенно базальтоидных комплексах, в том числе весьма сложных, включающих также субмелапикритоидную, щелочносалическую, кислую группы пород (Днепровско-Донецкая впадина, Маймеча-Котуйский район).

Для платформ характерна повышенная встречаемость щелочносалических вулканитов, которые появляются в существенно базальтоидных комплексах. В единичных случаях щелочносалическая группа преобладает (рифт Грегори, Припятская впадина) и бывает даже развита обособленно (внерифтовая зона Кении). Не отмечено появления пород этой группы в существенно пикритоидных ассоциациях.

Повышена на платформах встречаемость карбонатитов, которые присутствуют в существенно пикритоидных и в существенно базальтоидных комплексах.

Петрохимические характеристики субмеланикритоидной группы по укрупненным геолого-тектоническим классам областей, вычисленные по средним для региональных ассоциаций

Петрохимический показатель	Платформы		Плато		Окраинные и внутренние моря		Океаны		Геосинклинальные области	
	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s
SiO <sub>2</sub>	45,37	3,27	44,46	2,18	47,91	6,38	43,25	2,82	49,77	3,10
TiO <sub>2</sub>	2,70	1,12	2,65	1,16	1,20	1,09	2,82	0,91	0,71	0,55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,13	1,20	9,76	1,28	10,66	1,01	10,91	0,98	9,66	1,62
Σ FeO	12,38	1,32	12,49	1,15	10,74	1,65	12,34	1,05	11,19	1,76
MgO	13,85	3,12	15,53	2,42	15,27	2,55	14,50	2,04	16,86	2,27
CaO	11,42	3,14	10,95	2,40	10,16	2,84	11,61	1,85	9,55	1,75
Na <sub>2</sub> O	2,17	0,82	1,48	0,81	2,15	0,58	2,46	0,82	1,16	0,43
K <sub>2</sub> O	1,37	1,02	1,46	1,80	0,93	0,12	0,95	0,40	0,43	0,61
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,44	0,24	0,62	—	0,40	0,37	0,56	0,30	0,17	—
a	6,2	2,2	4,9	3,3	5,5	1,4	6,2	2,0	2,9	1,4
c	3,1	1,5	3,5	2,1	3,7	0,2	3,6	1,1	4,4	1,1
b'	41,6	2,2	43,5	2,7	40,3	4,8	42,8	1,6	41,3	3,5
n	72,4	13,2	66,4	23,7	77,2	4,8	80,3	7,0	83,5	13,8
Q	-17,3	6,9	-17,0	5,2	-14,0	12,7	-21,3	7,2	-7,2	6,4
F	34,1	6,9	31,3	3,0	28,6	5,8	32,6	4,3	27,2	3,9
Число ассоциаций (в скобках для P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> )	13		6(5)		5		16		15(13)	

Примечание. Число анализов в каждой ассоциации N ≥ 5.

Кислая группа вулканитов на платформах развита в общем слабо, хотя иногда слагает мощные существенно риолитоидные комплексы (Главный Эфиопский рифт, район Аден).

Платформенные меланикритоиды (см. табл. 2—4) отличаются наиболее приподнятой меланократовостью (до ультрапикритовых уклонов) и повышенной щелочностью, хотя встречаются низкощелочные уклоны (меймечиты Маймеча-Котуйской провинции, кимберлиты некоторых районов). Характерна отчетливо калиевая тенденция; явно первичных натриевых уклонов не отмечено. Преобладают высокотитанистые породы. Субмеланикритоидная группа (см. табл. 41) статистически идентична таковой материково-шельфовых плато и океанов, имеет повышенные содержания железа, титана, кальция и пониженный уровень кремнезема.

Базальтоиды чехла древних платформ по химизму наиболее приближаются к базальтоидам океанов. Как и последние, они выделяются наиболее высоким уровнем железа и титана, но отличаются от них повышенным уровнем железа и железистости, калия и калиевости, несколько пониженным содержанием кальция. Пониженным содержанием глинозема и повышенным железа платформенные базальтоиды вообще выделяются среди земных базальтоидов. На платформах довольно значительна доля ассоциаций со щелочным уклоном базальтоидов (см. табл. 42, 47), бытовавший до сих пор взгляд на них как на почти исключительно низкощелочные (толеитовые) неправиомерен.

Кислая группа (см. табл. 45) статистически наиболее близка к таковой океанических ассоциаций, так же уклоняясь в сторону высокожелезистых,

Таблица 42

Петрохимические характеристики базальтоидной группы по укрупненным геолого-тектоническим классам областей, вычисленные по средним для региональных ассоциаций

Петрохимический показатель	Платформы		Плато		Упорядоченные орогены		Окраинные и внутренние моря		Океаны		Геосинклинальные области	
	$\bar{X}$	<i>s</i>	$\bar{X}$	<i>s</i>	$\bar{X}$	<i>s</i>	$\bar{X}$	<i>s</i>	$\bar{X}$	<i>s</i>	$\bar{X}$	<i>s</i>
SiO <sub>2</sub>	49,69	2,42	51,94	4,74	56,88	2,28	53,45	3,57	48,88	2,07	53,40	2,43
TiO <sub>2</sub>	2,30	0,80	1,72	0,72	1,05	0,34	1,11	1,73	2,39	0,75	1,29	0,58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,97	1,39	16,16	1,23	17,35	1,00	17,13	1,28	15,74	1,10	16,09	1,50
Σ FeO	11,84	1,46	9,67	2,15	7,58	1,32	8,88	1,68	10,98	1,15	9,83	2,06
MgO	6,14	1,75	5,95	1,99	3,85	0,82	5,15	1,73	6,34	1,37	5,57	1,74
CaO	8,98	2,07	8,07	1,72	6,81	1,19	9,19	1,55	10,12	1,56	8,08	1,74
Na <sub>2</sub> O	3,17	1,06	3,46	0,60	3,53	0,65	3,12	0,70	3,25	0,79	3,49	0,75
K <sub>2</sub> O	1,72	1,78	2,02	1,16	2,16	0,84	1,17	0,82	1,27	0,97	1,41	1,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,44	0,23	0,45	—	0,35	—	0,25	—	0,48	—	0,28	—
<i>a</i>	9,3	3,3	10,5	2,1	11,1	2,1	8,7	2,5	9,0	3,0	9,7	2,5
<i>c</i>	5,2	2,2	5,6	1,2	6,3	1,4	7,3	1,6	6,0	1,3	5,9	1,2
<i>b'</i>	27,0	3,8	23,4	6,5	16,1	2,8	21,3	5,6	27,4	3,3	22,6	5,3
<i>n</i>	76,9	13,8	73,7	10,7	71,9	8,1	81,6	8,2	82,3	9,9	80,7	11,4
<i>Q</i>	-7,6	7,9	-5,7	10,4	4,8	6,2	0,7	7,9	-8,9	6,8	-1,9	7,0
<i>F</i>	52,7	7,8	48,5	6,2	52,6	6,0	50,2	6,9	49,7	6,7	50,4	6,9
Число ассоциаций (в скобках для P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> )	36		94(88)		56(49)		52(49)		54(50)		55(53)	

Примечание. Число анализов в каждой ассоциации N ≥ 10.

Таблица 43

Петрохимические характеристики базальтоидной группы в разных зонах внутренних и окраинных морей, вычисленные по средним для региональных ассоциаций

Петрохимический показатель	Впадины		Поднятия		Петрохимический показатель	Впадины		Поднятия	
	$\bar{X}$	<i>s</i>	$\bar{X}$	<i>s</i>		$\bar{X}$	<i>s</i>	$\bar{X}$	<i>s</i>
SiO <sub>2</sub>	49,57	2,89	55,26	2,29	<i>a</i>	8,3	2,0	8,9	2,7
TiO <sub>2</sub>	1,86	0,98	0,79	0,15	<i>c</i>	6,6	1,6	7,6	1,6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,09	1,35	17,67	0,94	<i>b'</i>	27,2	4,3	18,6	3,8
Σ FeO	10,27	1,52	8,22	1,39	<i>n</i>	85,8	6,9	80,0	8,1
MgO	7,00	1,47	4,28	1,10	<i>Q</i>	-7,5	6,6	4,4	5,4
CaO	10,21	1,45	8,69	1,40	<i>F</i>	45,4	6,3	52,5	6,1
Na <sub>2</sub> O	3,18	0,60	3,11	0,76	Число ассоциаций	16			35
K <sub>2</sub> O	0,90	0,59	1,29	0,91					
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,34	0,28	0,18	0,12					

Примечание. Число анализов в каждой ассоциации N ≥ 10.

Петрохимические характеристики базальтоидной группы в разных зонах океанов, вычисленные по средним для региональных ассоциаций

Петрохимический показатель	Кайнозойские ассоциации				Мезозойские ассоциации, внехребтовые области	
	Срединно-океанические хребты		Внехребтовые области		$\bar{X}$	s
	$\bar{X}$	s	$\bar{X}$	s		
SiO <sub>2</sub>	49,63	1,13	48,30	2,25	49,52	2,01
TiO <sub>2</sub>	2,13	0,61	2,69	0,65	1,90	0,91
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,51	0,90	15,82	1,21	16,12	1,18
ΣFeO	11,00	1,33	10,89	1,00	10,98	1,41
MgO	6,53	1,34	6,32	1,19	6,11	2,08
CaO	10,61	1,51	9,78	1,55	9,94	1,62
Na <sub>2</sub> O	2,94	0,62	3,55	0,87	2,95	0,53
K <sub>2</sub> O	0,78	0,72	1,59	1,01	1,24	0,99
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,37	—	0,56	—	0,46	—
a	7,6	2,4	10,1	3,2	8,4	2,6
c	6,6	1,2	5,5	1,2	6,7	0,8
b'	27,7	2,8	27,3	3,5	26,4	4,0
n	87,3	8,5	79,5	9,5	80,8	11,4
Q	-5,6	3,3	-11,6	7,6	-6,6	4,4
F	48,9	7,0	49,5	4,3	51,5	12,0
Число ассоциаций (в скобках для P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> )	21 (20)		25 (24)		8 (6)	

Примечание. Число анализов в каждой ассоциации N ≥ 10.

щелочных, низкоглиноземистых составов. Нередки агпайтовые разновидности пород — пантеллериты, комендиты. В платформенных трахитоидах (табл. 46) экстремально повышена меланократовость, значительную долю составляют щелочные латиты. Как и в других областях материкового сектора, на платформах трахитоиды имеют повышенный уровень калия и пониженный — натрия.

Конструктивной геодинамической предпосылкой для объяснения особенностей состава вулканических ассоциаций чехла древних платформ является предположение о слабой магматической активности коры и самых верхов мантии. Это предположение согласуется с низким теплотокном и вялым изменением скорости продольных волн с глубиной на докембрийских платформах и слабой тектонической активностью литосферы (коры и верхов верхней мантии) в этих областях.

Из высказанного предположения следует, что наблюдаемый состав вулканических ассоциаций платформ отражает в основном составы весьма глубинных, мантийных выделок. С позиций этой гипотезы понятны общее сильное преобладание базальтов в чехле древних платформ над другими вулканитами, повышенная встречаемость пикритоидов, в том числе наиболее меланократовых, слабое в общем развитие кислых вулканитов. Случаи значительного развития последних относятся к внутри- или краинноплатформенным зонам повышенной подвижности (рифтовые пояса, авлакогены). В этих зонах можно предположить, кроме усиленного теплотокна из мантии, влияние разгрузки в рифтовых сводах и дополнительный механотермический приток энергии в ходе тектонических деформаций, приподнимающие фронт магмообразования в низы коры.

Петрохимические характеристики риолитоидной группы по укрупненным геолого-тектоническим классам областей, вычисленные по средним для региональных ассоциаций

Петрохимический показатель	Платформы		Плато		Упорядоченные орогены		Окраинные и внутренние моря		Океаны		Геосинклинальные области	
	$\bar{X}$	s	$\bar{X}$	s	$\bar{X}$	s	$\bar{X}$	s	$\bar{X}$	s	$\bar{X}$	s
SiO <sub>2</sub>	70,35	1,64	72,30	2,40	71,49	2,60	68,73	2,44	70,93	2,48	72,36	2,57
TiO <sub>2</sub>	0,59	0,33	0,33	0,11	0,37	0,14	0,41	0,15	0,46	0,23	0,40	0,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,81	0,99	14,13	1,08	14,60	1,14	14,51	1,43	13,24	0,63	13,97	1,31
ΣFeO	4,76	0,93	2,88	0,94	3,03	0,98	4,45	1,58	4,00	1,15	3,59	1,06
MgO	0,66	1,00	0,54	0,33	0,72	0,31	1,18	0,38	0,42	0,22	0,97	0,40
CaO	1,32	0,48	1,27	0,82	1,90	1,09	3,71	1,75	1,42	0,85	1,76	0,86
Na <sub>2</sub> O	4,75	1,05	3,60	1,02	3,61	0,75	4,14	0,99	4,41	1,92	4,01	0,99
K <sub>2</sub> O	4,23	0,75	4,54	0,78	3,95	1,10	2,42	1,53	3,92	0,98	2,60	1,39
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,11	0,10	—	0,12	—	0,15	—	0,13	—	0,11	—
a	14,9	2,2	13,9	2,0	13,3	1,7	12,0	2,6	14,2	2,3	12,1	1,9
b'	5,3	1,7	3,6	1,2	4,1	1,3	6,7	2,5	4,6	1,3	4,9	1,4
n	62,8	5,1	53,8	10,9	58,3	11,5	73,8	10,9	59,3	22,0	70,2	15,5
Q	23,7	4,9	29,7	6,1	29,6	5,6	26,6	4,5	27,0	9,0	32,1	5,8
F	83,4	16,8	74,6	14,7	70,3	8,4	67,5	7,0	84,6	6,7	67,9	8,9
Число ассоциаций (в скобках для P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> )	10		52(48)		53(42)		13(12)		8(7)		47(36)	

Примечание. Число анализов в каждой ассоциации N ≥ 10.

Статистические особенности химизма фемических вулканитов чехла древних платформ — пикритоидов, базальтоидов — согласуются с гипотезой об их выплавлении в зонах повышенной глубинности. По многим экспериментальным данным, в области давлений до нескольких десятков килобар (эквивалентных глубинам порядка 100—150 км) плавление ультраосновных и базальтоидных смесей облегчается при обогащении их железом, щелочами и другими относительно легкоплавкими компонентами (титан, фосфор). В соответствии с принципом саморегулировки систем (принцип Лешателье) следует ожидать, что повышению давления, подавляющему переход глубинных масс в расплав, противодействует вступление в плавление участков, обогащенных наиболее легкоплавкими компонентами (динамическое частичное плавление; [Wood, 1979]). Действительно, статистические уровни железистости, титана, общей щелочности и калия в платформенных пикритоидах и базальтоидах большей частью экстремально высоки (см. табл. 41, 42).

В платформенных базальтоидах особо низок статистический уровень глинозема (см. табл. 42, 47). Это может быть связано с повышенной глубинностью зоны образования базальтовых выплавов и обуславливаться двумя однонаправленно действующими факторами — разубоживанием валовых содержаний глинозема в породах и повышением устойчивости высокоглиноземистой фазы — граната с глубиной. По многочисленным экспериментальным данным, в смесях базальтового и субмелалпикритоидного состава гранат становится ликвидусным при давлениях порядка 27 кбар и более, т. е. на мантийных глубинах порядка 100 км и больше.

Базальтоиды платформ вместе с океаническими наиболее обеднены

## Петрохимические характеристики трахитоидной группы по укрупненным геолого-тектоническим классам областей, вычисленные по средним для региональных ассоциаций

Петрохимический показатель	Платформы		Плато		Упорядоченные орогены		Окраинные и внутренние моря		Океаны		Геосинклинальные области	
	$\bar{X}$	s	$\bar{X}$	s	$\bar{X}$	s	$\bar{X}$	s	$\bar{X}$	s	$\bar{X}$	s
SiO <sub>2</sub>	57,77	2,91	60,37	2,81	62,81	0,85	57,91	2,05	59,54	2,87	61,88	1,43
TiO <sub>2</sub>	0,88	0,37	0,67	0,21	0,71	0,06	0,63	0,33	0,81	0,29	0,69	0,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,70	1,41	18,32	1,16	17,89	0,79	19,88	1,35	19,17	1,53	18,13	0,93
Σ FeO	5,88	0,92	5,08	1,36	4,95	0,72	4,57	1,64	4,47	0,95	5,35	1,12
MgO	1,11	0,57	0,99	0,50	1,19	0,24	0,88	0,34	0,82	0,34	1,37	0,41
CaO	2,79	0,99	2,70	1,20	2,30	0,63	2,78	0,92	2,37	0,63	2,38	1,27
Na <sub>2</sub> O	6,86	1,98	5,85	1,21	5,11	0,84	7,77	1,50	7,14	0,98	5,76	1,39
K <sub>2</sub> O	5,20	1,09	5,24	1,29	4,40	1,00	4,85	0,90	5,01	1,01	3,81	2,05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,29	0,18	0,28	0,15	0,27	0,08	0,29	0,11	0,22	0,13	0,24	0,12
a	22,3	3,7	20,5	2,2	17,6	1,8	24,0	3,6	22,9	2,7	18,0	1,6
b'	9,4	2,1	8,0	2,3	6,9	0,9	7,7	2,5	7,2	1,6	8,1	1,4
n	65,4	10,4	62,6	9,3	63,8	8,1	70,5	4,3	68,4	5,4	69,7	16,2
Q	-13,3	12,4	-4,4	8,3	5,9	1,4	-16,3	10,3	-10,5	10,3	2,0	3,8
F	75,8	9,0	75,3	10,8	70,0	4,0	74,7	4,6	75,5	8,8	68,6	8,1
Число ассоциаций	13		36		4		5		19		14	

Примечание. Число анализов в каждой ассоциации N ≥ 5.

кремнеземом и наиболее обогащены кальцием; это означает обогащенность клинопироксеновой и обедненность ортопироксеновой составляющей по сравнению с базальтоидами других областей. Модальный ортопироксен, в противоположность клинопироксену, довольно редок в платформенных базальтоидах. Факторами, которые повышают устойчивость ортопироксена при плавлении смесей базитового и ультраосновного состава, согласно многочисленным экспериментальным данным, являются повышение давления при отсутствии воды, углекислотный состав флюида [Йодер,

## Встречаемость петрохимических уклонов базальтоидной группы

Геолого-тектонические типы	Выборочные численности и				
	меламезобазальтоидными	лейкобазальтоидными	магниевыми	железистыми	низкощелочными
Платформы	21	4(4,5—36%)	7(12—49%)	18	9(16,5—54%)
Плато	38	42	37	23	19(21—46%)
Упорядоченные орогены	0(0—6%)	65	9(12—41%)	28	25
Внутренние и окраинные моря	9(9—35%)	34	12	18	37
Океаны	32	3(1,8—23%)	21	18	24
Геосинклинальные области	25(22—45%)	51	28	37	42

Примечание. По общей щелочности и соотношению щелочей для геосинклинальных

1979; и др.]. Следовательно, можно исходить из предположения о близких к безводным условиям глубинного выплавления платформенных базальтоидов, с существенно углекислым флюидом.

Повышенный (как и в базальтоидах других типов материковых областей) статистический уровень калия можно поставить в связь с некоторой общей обогащенностью калием субстратов материковой верхней мантии, дающих базальты, и пород материковой коры, где калий может ассимилироваться магмой. Повышенный фон калия в верхах мантии под платформами может быть необходимым следствием длительного накопления обогащенных калием продуктов продвинутого фракционирования вещества (в основном — полициклического магматического фракционирования). Таким образом, статистические особенности состава фемических вулканигов платформ находят объяснение с позиций повышенной глубинности выплавления в материковой верхней мантии.

Экстремально низкоглиноземистая, щелочная тенденция кислой группы платформенных вулканигов и ее специфическая петрохимическая близость к риолитоидам океанов позволяют предполагать, что субстратами для выплавления кислых магм здесь могли быть в основном субкислые щелочные массы магматического происхождения, залегающие не обязательно в субкислом слое коры (который практически отсутствует в океанах), а, возможно, среди фемических пород в нижнем этаже коры и в самых верхах мантии. Весьма крупные массы риолитоидов в некоторых областях (Главный Эфиопский рифт, район Адена), однако, правдоподобнее объясняются подъемом фронта магнообразования в субкислый слой материковой коры. Существенную роль в подготовке субстратов для выплавления щелочных магм (щелочнориолитоидных, щелочнощелочных) могли играть щелочной метасоматоз глубинных пород, в том числе связанный со щелочнобазальтовыми магмами тех же вулканических ассоциаций, и привнос щелочных флюидов в зону магнообразования (особенно для генераций агпайтовых магм, недосыщенных глиноземом).

**Материково-шельфовые плато.** В этот укрупненный геолого-тектонический класс областей объединены не относящиеся к настоящим (древним) платформам и к параллельноупорядоченным орогенам области материков и крупных островных массивов. Тектоническая стабилизированность этих областей — промежуточная между древними платформами и параллельноупорядоченными орогенами. Тип коры — зрелый, с практически повсеместно развитым субкислым слоем.

На материково-шельфовых плато явно чаще, чем в орогенах, но реже, чем на платформах, встречаются существенно базальтоидные комплексы с пикритоидами, в том числе с мелапикритоидами, относимыми к кимбер-

Т а б л и ц а 47

по геолого-тектоническим типам областей

доля ассоциаций с уклонами

щелочными	высоко-натриевыми	умеренно-натриевыми и более калиевыми	низкоглиноземистыми	высокоглиноземистыми	низкотитанистыми	высокотитанистыми
18	22	5(6—38%)	32	0(0—11%)	4(3,5—29%)	28
39	41	30	53	17(15—37%)	46	45
24	16	26	12(18—50%)	25	57	4(2—16%)
11(12—38%)	46	7(5,5—26%)	15	22	43	8(7—29%)
35	46	6(4—24%)	45	4(2—20%)	8(6—27%)	47
24(25—49%)	36	8(8—33%)	78	8(4—17%)	85	29(18—35)

областей учтены только предположительно сохранившиеся первичные укланы.

литам. Очень редки чисто пикритоидные ассоциации, не исключено присутствие мелапикритоидных (кимберлиты Калимантана).

Здесь гораздо меньше, чем в упорядоченных орогенах, но больше, чем на платформах, доля комплексов с кислой группой. Нередки ассоциации с преобладанием риолитоидов, по доле таких ассоциаций плато уступают лишь орогенам. Повышена встречаемость существенно базальтоидных ассоциаций с трахитоидной группой. Есть примеры, где последняя преобладает или даже развита изолированно. Повышена встречаемость сложных существенно базальтоидных комплексов с трахитоидной и кислой группами. Нередки вулканические и субвулканические карбонатиты, по встречаемости которых области плато уступают лишь древним платформам.

Петрохимическая изученность пикритоидов материково-шельфовых плато пока не достаточна для детальных сравнительных оценок. Можно отметить только, что субмелапикритоиды близки к платформенным (см. табл. 41).

Базальтоиды материково-шельфовых плато (см. табл. 42, 47) по большинству петрохимических показателей занимают промежуточное положение между упорядоченными орогенами и древними платформами. Они превосходят орогенные, но уступают платформенным по общей меланократовости (одинаково часты лейкобазальтоидный и более меланократовые уклоны), содержанию железа, магния, кальция, титана и калия, а также по калиевости. Уступают орогенным, но превосходят платформенные по кремнезему. Превосходят орогенные, но не отличаются существенно от платформенных по общей щелочности (преобладают щелочные уклоны). Уступают орогенным и платформенным по железистости (в отличие от тех и других намечается преобладание магниевых уклонов).

Кислая группа (см. табл. 45) не отличается от риолитоидов орогенов по общей меланократовости и общей щелочности (резко преобладают риолитовые, щелочные уклоны), но отлична повышенным уровнем кремнезема и пониженным — глинозема (примерно одинаково часты низко- и высокоглиноземистый уклоны); несколько понижены железо, магний, кальций и их сумма; существенно повышены уровень калия и калиевость пород. По сравнению с платформенными намечается некоторое повышение кремнезема, глинозема, понижение натрия и натриевости.

Щелочносалическая группа (см. табл. 46) имеет несколько меньшую меланократовость и несколько более высокую натриевость, чем на платформах.

Промежуточный характер составов базальтоидов материково-шельфовых плато между платформенными и орогенными позволяет предположить, что петрогенетическая схема для плато может быть компромиссной.

В следующем разделе главы будет показано, что для упорядоченных орогенов основной магматической предпосылкой может быть максимально высокий из возможных подъем фронта массового магмообразования. Правоммерно полагать, что под материково-шельфовыми плато зона массового магмообразования в пределе может располагаться на наиболее глубинных уровнях, давая фемические выплавки, аналогичные обычным для платформ, но чаще захватывает более высокие горизонты верхов мантии и низы коры, давая лейкобазальтоидные и кислые магмы, аналогичные орогенным. Предположение согласуется с промежуточной между платформами и современными орогенами средней величиной теплопотока и скорости продольных волн для низов коры — верхов мантии, промежуточной сейсмотектонической активностью. Только что отмеченные геофизические и сейсмотектонические характеристики на материково-шельфовых плато частично перекрываются с характеристиками для юных орогенов, с одной стороны, и платформ — с другой. По имеющимся данным, в областях ма-

териково-шельфовых плато (Колорадо, Сахалин, Охотское море) минимум скоростей продольных волн, связываемый с разогревом, разуплотнением и частичным плавлением глубинных масс, фиксируется на глубинах 30—120 км. В пределах этой зоны, захватывая разные ее уровни в разных случаях, может развиваться массовое магмообразование.

**Параллельноупорядоченные орогены.** В этот класс выделены материковые внеплатформенные области (включая крупные островные массивы) с параллельноупорядоченной морфотектоникой. Удаётся выделить не только современные (позднекайнозойские), но и древние орогены, используя палеогеологические и палеотектонические реконструкции и критерии, указывающие на континентальный режим и параллельноупорядоченную расчлененность области. Орогены имеют кору материкового типа, нередко экстремально большой мощности.

Этот геолого-тектонический класс областей оказывается довольно специфичным по составу вулканизма (и, по-видимому, магматизма вообще) в сравнении с другими классами материковых областей — материковыми платформами и плато.

В упорядоченных орогенах исчезающе редки пикритоиды, редки чисто базальтоидные вулканические комплексы. Явно реже, чем на материково-шельфовых плато, встречается щелочносалическая группа вулкаников. Весьма распространены риолитоидно-базальтоидные ассоциации, больше, чем на материково-шельфовых плато. Упорядоченные орогены благоприятнее других областей для развития базальтоидно-риолитоидных ассоциаций, где преобладает кислая группа. В упорядоченных орогенах в общем сильно угнетены фемические вулканиды, особо мощно представлены лейкобазальтоиды и кислые вулканиды.

Базальтоидная группа в орогенах имеет аномально повышенный уровень лейкократовости. Господствуют лейкобазальтоидные, часты андезитовые и лейкоандезитоидные уклоны. Не удалось найти ассоциаций с перевесом в составе группы мезо- и мелабазальтоидов. Повышена железистость — железистые уклоны доминируют над магниевыми; примечательно, однако, что несмотря на повышенную лейкократовость все же нередко превосходство магниевых разновидностей пород. Сравнимо часто преобладают низкощелочные и щелочные породы; по уровню щелочности базальтоидов орогены превышают моря и геосинклинальные области, но уступают платформам и материково-шельфовым плато. Экстремально повышен уровень калиевости базальтоидов, господствующие обычно высоконариевые уклоны здесь начинают вырождаться (табл. 42, 47). Экстремально повышен уровень глинозема, преобладают высокоглиноземистые породы. Противоположно поведение титана.

В кислой группе преобладают риолитовые (как на материково-шельфовых плато), щелочные, высокоглиноземистые породы. Уровень глинозема выше, чем в риолитоидах любого из других геолого-тектонических типов областей.

Для щелочносалической группы из орогенов по немногочисленным учетным ассоциациям (см. табл. 46) намечается повышение уровня  $\text{SiO}_2$  и насыщенности кремнеземом, уменьшение меланократовости и общей щелочности по сравнению с материково-шельфовыми плато.

Для объяснения основных особенностей состава вулканизма упорядоченных орогенов следует предположить высокий подъем фронта массового магмообразования, с захватом субкислого слоя коры. Это предположение согласуется с высоким тепловым потоком в современных орогенах, с высоким положением в них верхней границы зоны низких скоростей продольных волн (на глубине 20—40 км) и высокой сейсмотектонической активностью верхов мантии. Нижняя граница зоны разуплотнения верхнемантийных пород, связываемая с их разогревом и частичным плавлением, располагается на глубинах порядка 125 км (Восточная Камчатка, внут-

ренные зоны Североамериканских Кордильер) и иногда глубже (около 200 км под Береговым хребтом Северной Америки).

Повышенное объемное отношение пород кислой группы и базальтоидов позволяет высказать предположение о повышенной энергонасыщенности корового уровня магмогенерации в орогенах; дополнительным источником поступления тепла здесь может быть механотермический приток за счет деформаций сжатия. Режим преобладающего сжатия, обычно приписываемый орогенным поясам, сейчас часто рассматривается как результат схождения субглобальных литосферных плит. Другой причиной может быть разгрузка при сбросе давления при подъеме области из-под воды и эрозии верхушки орогена. Механотермический подток энергии и разгрузочное плавление в коре могут привести к непропорционально большому развитию кислых магм. Лейкобазальтоидные магмы, частично кристаллизуясь в низах коры, обеспечивают свой вклад тепла, подток флюидов (в основном воды) и щелочей на уровнях кислого магмообразования.

Интересной проблемой является скудность фемических вулканитов в орогенах. Напрашивается предположение о том, что зона массового магмообразования здесь верхушечная, захватывает в основном кору и самые верхи мантии и выклинивается на уровнях обычного массового выплавления базальтов и пикритоидов. Правдоподобно, что магмообразование в этих нижних зонах подавлено нагрузкой сжимающейся массы растущего орогена. Отсечением глубинных уровней генерации может объясняться такая характерная особенность базитовых пород в орогенах, как низкая титанистость.

Эффективное выплавление лейкобазальтоидных магм возможно в самых верхах мантии и низах коры из пород базитового валового состава — кварцевых эклогитов, гранулитов [Соболев В. С., Соболев Н. В., 1975; Грин Д., Рингвуд, 1968; Грин Т., Рингвуд, 1978; Пугин, Хитаров, 1978а, б; Максимум и др., 1978; Йодер, 1979; и др.]. Лейкобазальтоидные магмы могут устойчиво сохранять состав (на основе клинопироксен-гранатовой и плагиоклаз-клинопироксен-ортопироксеновой котектик) в области умеренно высоких давлений, порядка 10—25 кбар.

В кварцевых эклогитах плавящийся у солидуса кварц обогащает выплавку кремнеземом, а плавящийся близсолидусный железомagneвий гранат — глиноземом. Плавление граната в котектике с кварцем и клинопироксеном при частичном плавлении кварцевого эклогита может давать разные соотношения железа и магния в лейкобазальтоидных выплавках, в том числе с одинаковыми молекулярными количествами железа и магния и даже с преобладанием последнего.

В лейкобазальтоидах, включая низкощелочные и частью умереннощелочные, присутствует нормативный и очень часто модалный ортопироксен, что может указывать на участие ортопироксенов в магмообразующих котектиках. Исходными для плавления породами могут быть глубинные низкощелочные базиты с норитовой тенденцией, с гранулитовым минеральным парагенезом, включающим орто- и клинопироксен, плагиоклаз, гранат. В этом случае вместо раннего выплавления кварца, обогащающего выплавку кремнеземом, можно предположить инконгруэнтное плавление ортопироксена. Переход ортопироксена в расплав при умеренно высоких давлениях, как известно, стимулируется присутствием воды, которая облегчает также переход в расплав плагиоклаза; то и другое способствует образованию выплавок с повышенным содержанием кремнезема и глинозема. Реальность инконгруэнтного плавления ортопироксена подтверждается резорбцией его вкрапленников в лейкобазальтоидах при продвинутой кристаллизации, когда в магме повышается содержание водного флюида.

Для областей с мощным развитием лейкобазальтоидных магм многими петрологами допускается повышенный фон водосодержаний. На при-

поднятую обводненность верхов мантии и низов коры в районах массового выплавления андезитовидных магм могут указывать встречающиеся здесь же эффузивные аналоги оливиново-двупироксеновых пироксенитов и ортопироксенитов. Указанием на приподнятую обводненность и соответственно повышенную фугитивность кислорода может быть также сохранение во многих ассоциациях железомagneйного и магневого уклонов лейкобазальтоидов, несмотря на их лейкократовость. Это связывают с высадкой железотитановых окислов из магмы.

Повышенная обводненность гиперстенсодержащих магм подтверждается анализом содержаний воды во включениях стекол во вкрапленниках лав [Anderson, 1979; и др.].

Резко преобладающие лейкократовые уклоны кислой группы при одновременно повышенном уровне ее глиноземистости и нередко низкой щелочности правомерно поставить в связь с существенным вовлечением в палингенез высокоглиноземистых пород субкислого слоя коры — метапелитов.

**Внутренние и окраинные моря.** В этот геолого-тектонический класс включены внешельфовые области кайнозойских внутренних и окраинных морей, окоматериковые проливы и материковый склон океанических бассейнов (в широком смысле) между бровкой шельфа и глубоководной линией материкового подножия. Кора в этих областях большей частью непримитивная (зрелая или переходная); возможны «окна» примитивной, фемической коры. Мощность коры — статистически промежуточная между материковой и океанической, со значительными вариациями.

В вулканических ассоциациях морей не являются крайней редкостью породы пикритоидных групп. Они всегда подчинены базальтоидам. Мелапикритоиды пока мало изучены. Для субмелапикритоидов, в отличие от океанических, не зафиксированы крайне высокоглиноземистые уклоны. В противоположность океаническим субмелапикритоиды морей (как и геосинклиналиные) обычно низкотитанисты. В окраинных морях отмечены эффузивные аналоги двупироксеновых пироксенитов и ортопироксенитов (Марианская впадина, северо-западный борт Марианского желоба). Они, несмотря на редкость, могут быть симптоматичны для окраинных морей в отличие от открытого океана, где ортопироксеновая тенденция для фемических пород, по имеющимся данным, не характерна.

Постепенно накапливаются материалы драгирования и подводного бурения, а также опробований редких вулканических островов, позволяющие судить о составе базальтоидов морских впадин. Во впадинах выделяются кайнозойские чисто базальтоидные комплексы — в Средиземном море (банка Грэхем, Тирренское море), в Красном море, Аденском заливе, Карибском море (центральная впадина и трог Кайман), Норвежском (плато Воринг), Охотском (Курильская котловина), в центральной и восточной части Японского моря, в Филиппинском море (Западно-Марианская впадина).

Существенно базальтоидные комплексы с пикритоидами установлены на островах Лорд-Хау и Маккуори в Тасмановом море и на востоке Филиппинского моря; существенно базальтоидные с кислой группой — на о. Десепшен (Южные Шетландские острова), во впадине Лау (море Фиджи), на конусе выноса Дельгада (тихоокеанский материковый склон Северной Америки), на восточном склоне Курильской котловины (Охотское море); существенно базальтоидные ассоциации с пикритоидной и щелочносалической группами — на Коморском архипелаге в Мозамбикском проливе, о. Принсипи в Гвинейском заливе; существенно базальтоидная со щелочносалической группой — на о. Линоса в Средиземном море.

Ассоциации со щелочносалической группой в кайнозойских морях довольно редки. Весьма распространены риолитоидно-базальтоидные ас-

социации. Во впадинах, по-видимому, они сильно уступают чисто и существенно базальтоидным ассоциациям, не содержащим пород кислой группы, а на крупных поднятиях в общем преобладают над ними. Существенно кислые ассоциации явно нехарактерны для кайнозойских морей; зафиксированы лишь малообъемные комплексы в надводной части островов Пантеллерия (Средиземное море) и Мейор (море Фиджи).

Хотя кислые вулканиты во внутренних и окраинных морях приурочены предпочтительно к зонам линейных поднятий — островным вулканическим цепям (дугам), нужно подчеркнуть, что нельзя рассматривать эту связь как жесткую; существование «внедуговых» кислых вулканитов в морях несомненно, хотя они слабо изучены.

Слабая изученность пикритоидов морей не позволяет дать детальных статистических сопоставлений с пикритоидами других областей. Субмеллапикритоиды здесь зафиксированы щелочные (эффузивные аналоги оливиновых клинопироксенитов) и низкощелочные (аналоги оливиновых двуспироксеновых и ортопироксенитов). Последние в значительной мере относятся к субпикритах; петрохимически они выделяются повышенным уровнем  $\text{SiO}_2$ , пониженными  $\text{CaO}$ ,  $\Sigma\text{FeO}$ ,  $\text{TiO}_2$  и суммой щелочей.

Соотношения между составами базальтоидов на дне впадин (с одиночными островами и некрупными поднятиями внутри них) и на крупных поднятиях (островные цепи, изометричные поднятия типа плато Фиджи) отражены в табл. 43, 48.

Из таблиц видно, что в базальтоидах впадин по сравнению с поднятиями проявляются меланократовая, магниезиальная, щелочная, низкоглиноземистая, высокотитанистая тенденции. Во впадинах явно преобладают базальты, становятся обычными меламезобазальтоидные, умеренномагнезиальные, щелочные, низкоглиноземистые, высокотитанистые уклоны. На поднятиях названные уклоны угнетены. В некоторых впадинах (Аденский залив, трог Кайман) отмечен крайне высоконатриевый уклон базальтоидов, аналогичный часто встречающемуся на срединно-океанических хребтах. В некоторых впадинах (Охотское и Японское моря, пролив между Южными Шетландскими островами и Антарктидой) базальтоиды аналогичны преобладающим на поднятиях — имеют уклон лейкобазальтоидный (до андезитовидного), высокоглиноземистый, низкотитанистый. По статистическим показателям (см. табл. 42, 43) базальтоиды впадин морей наиболее близки к океаническим.

Базальтоиды островных цепей и крупных нелинейных поднятий в морях ближе всего сходны с упорядоченными орогенами преобладанием лейкобазальтоидных, умеренножелезистых, высокоглиноземистых, низ-

Таблица 48

Встречаемость петрохимических уклонов базальтоидной группы вулканитов в [разных зонах внутренних и окраинных морей

Уклоны	Зоны	
	Впадины	Поднятия
Меламезобазальтоидные	7	2(21—21%)
Лейкобазальтоидные	4	30
Умеренномагнезиевые	8	4(6—46%)
Умеренножелезистые	3	15
Низкощелочные	8	29
Щелочные	7	4(3—28%)
Умереннонатриевый и более калиевые	0(0—26%)	7(7—32%)
Высоконатриевые	12	34
Низкоглиноземистые	9	6(9—44%)
Высокоглиноземистые	2	20
Низкотитанистые	4	39
Высокотитанистые	8	0(0—9%)

котитанистых уклонов (см. табл. 42, 43, 47, 48). Отличаются базальтоиды поднятий в морях от орогенных базальтоидов повышенной меланократовостью, пониженной щелочностью (резкое преобладание низкощелочных уклонов) и повышенной натриевостью (резкое преобладание высоконатриевых уклонов), пониженным уровнем  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и калиевости, повышенными  $\Sigma\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ . Пониженная калиевость вписывается в статистически понижённую калиевость морских и океанических эффузивных ассоциаций вообще.

В сводной выборке по причине слабой изученности непропорционально мало представлены базальтоиды впадин, из-за чего статистические показатели могут быть смещены в сторону величин, характеризующих крупные поднятия в морях, т. е. завышения  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , занижения феррических компонентов. Можно видеть (см. табл. 42, 47), что от океанических базальтоидов морей в целом отклоняются в сторону повышенной лейкократовости, повышенных содержаний кремнезема и глинозема и пониженных — титана. По-видимому, фактически они несколько превосходят океанические по общей щелочности, натрию и калию. По кремнезему и щелочам они занимают статистически промежуточное положение между океаническими и материково-шельфовыми базальтоидами плато.

В кислой группе в морях не устанавливается перевеса риолитовых или мелариолитоидных, низкощелочных или щелочных, низко- или высокоглиноземистых уклонов. Намечается преобладание умеренножелезистых пород над высокожелезистыми. Значительно доминируют натриевые уклоны над натрокалиевым и калиевым, вместе взятыми. Кислая группа по сравнению с таковой упорядоченных орогенов отклоняется в сторону повышенной меланократовости, магнезиальности и натриевости и в сторону пониженной общей щелочности (см. табл. 45), т. е. имеет «базитовый налет». Щелочносалическая группа вулканитов в морях, судя по учетным ассоциациям (см. табл. 46), не отличается от океанических по соотношению и сумме щелочей и по другим петрохимическим показателям.

Для области окраинных и внутренних морей следует особо подчеркнуть повышенную пестроту составов базальтоидов и вообще составов вулканических ассоциаций и широкое развитие аналогов формаций материковых и океанических.

В модели магмогенеза областей внутренних и окраинных морей, очевидно, должна учитываться существенная разница состава вулканических ассоциаций во впадинах и в крупных поднятиях.

Сейчас активно обсуждается, по существу, только магмогенез островных цепей (дуг), заложение и ориентировка которых увязываются с границами сходящихся литосферных плит. Геодинамические предпосылки магмогенеза для районов вулканических островных цепей и крупных нелинейных вулканических поднятий в морях (типа поднятия Фиджи) могут быть приняты в основном те же, что и для упорядоченных орогенов (аномально приподнятый фронт массового магмообразования; возможный дополнительный механотермический подток энергии в верхи зоны магмообразования; аномально повышенное давление на глубоких уровнях генерации феррических магм при сгущивании масс в поднятиях, угнетающее феррическое магмообразование). Очевидные отличия заключаются в статистически уменьшенной мощности коры (в частности, уменьшенной высоте литосферных призм поднятий в морях по сравнению с орогенами), в меньшем развитии и местами — возможном отсутствии субкислого слоя коры.

Субстраты верхов мантии, способные дать большие массы лейкобазальтоидов под вулканическими цепями в окраинных морях, сейчас, как известно, часто увязываются со специфическим механизмом — подтеканием базальтового слоя коры открытого океана под края материковых или окраинноморских плит (субдукция). Хотя такой подтек прав-

доподобен, «сляб» бывших океанических базальтов, по-видимому, не имеет прямого отношения к базальтоидам островных цепей, поскольку в этом случае приходится предполагать нереалистично большую глубину выплавления (в сотни километров).

Специфической и вообще острой проблемы силикатных субстратов для выплавления лейкобазальтоидов в окраинных морях, как и в других областях, по-видимому, в принципе не существует. Преувеличенный интерес петрологов к механизму втягивания океанических базальтов в мантию вызван скорее психологическими причинами, чем петрологической необходимостью. Действительным конструктивным моментом можно считать признание необходимости базитовых исходных пород для массового выплавления лейкобазальтоидов. В самом общем виде накопление пород базитового состава на уровнях возможного выплавления лейкобазальтоидов — в верхах мантии и самых низах коры — можно представить себе как исторический результат сложного, полициклического процесса последовательного присоединения порций (аккреции) базитовых дифференциатов земного вещества в верхах мантии и низах коры. Аккреция возможна в основном за счет интрузивных базитовых тел, меньше — за счет базитовых остатков от выплавления салических магм, некоторых специфических процессов внедрения базитового вещества коры обратно в мантию (в том числе субдукции океанических базальтов) и, наконец, за счет возможной метасоматической базификации ультраосновных глубинных пород.

Результатом должна быть широко развитая среди ультраосновных пород верхов мантии система тел базитового состава — элемент сложной (коронарной) системы магмообразующих субстратов верхней мантии. В низах коры базитовые породы, вероятно, повсюду составляют основу разреза. Правоммерно считать [Соболев В. С., Соболев Н. В., 1975; Грин Т., Рингвуд, 1968, Соболев, 1979; Marsh, 1976; и др.], что в верхах мантии низкощелочные и некоторые умереннощелочные лейкобазальтоиды могут образовываться за счет продвинутого плавления кварцсодержащих эклотитов — глубинных аналогов наиболее распространенных на Земле низкощелочных базитов. Выплавление щелочных лейкобазальтоидов более вероятно за счет глубинных аналогов щелочных и некоторых умеренно низкощелочных базитов.

Получение крупных масс лейкобазальтоидов непосредственно за счет глубинных ультраосновных пород (например, гранатовых лерцолитов) требует предположений о повышенном содержании воды в субстрате, об эффективном отделении скудных выплавок и их сегрегации в крупные очаги в одном магматическом цикле. Подобное стечение обстоятельств, по-видимому, трудно реализуемо.

Преобладание лейкобазальтоидных уклонов в зонах поднятий морей выражено не так резко, как в орогенах; это можно связать с меньшей, чем в орогенах, нагрузкой в основании литосферных утолщений — зон скучивания пород. «Базитовый налет» кислой группы вулканитов морей, приуроченных большей частью к поднятиям, и ее низкие щелочность и калиевость могут быть унаследованы от относительно примитивных субкислых масс, вовлекаемых здесь в плавление. Субкислые коровые породы по сравнению с материковыми здесь должны быть статистически сильнее обогащены фемическими компонентами и слабее — калием. Повышенный вклад в кислое магмообразование здесь могут вносить субкислые продукты фракционирования лейкобазальтоидных магм прежних магматических циклов, залегающие в низах коры и верхах мантии. Это может особенно относиться к дацитовым и ацидлатитовым магмам. Повышенный уровень глинозема позволяет предполагать вовлечение в плавление субкислых апочелитовых масс коры.

Под впадинами морей фронт массового магмообразования, по-видимому, лишь в пределе поднимается в самые верхние горизонты мантии и

в кору, чаще оставаясь на глубинных уровнях. Это объясняет меланократовую, магнезиальную, щелочную, низкоглиноземистую, высокотитанистую тенденции химизма базальтоидов впадин, угнетенное развитие кислых пород.

Пониженный уровень калия в базальтоидах и кислых вулканитах морей по сравнению с материковыми отражает более примитивный (менее зрелый) состав литосферного профиля в морях — состав, обедненный конечными, повышенокалиевыми продуктами фракционирования силикатного вещества мантии и коры, главным образом, магматического фракционирования. С общегеологической точки зрения дефицит калия в литосферном профиле морей может интерпретироваться как результат деградации (растяжения, раздвижения, базификации) материковой коры и верхов мантии под ней (Охотское, Японское, Средиземное моря).

**Геосинклинальные области.** В этот геолого-тектонический класс, как было условлено в гл. 2, объединяются палеовулканические области преобладающего морского режима, в которых вулканические накопления непосредственно ассоциируются (по латерали или по стратиграфической вертикали) с мощными нормально-осадочными накоплениями. Геосинклинальные области могут соответствовать современным внутренним и окраинным морям, включая их шельфовые части. Складчатость, метаморфизм, тектоническая и последующая эрозионная фрагментация накоплений часто не позволяют применить к ним детализированную классификацию зон позднекайнозойского морского накопления. При анализе составов вулканических ассоциаций геосинклинальных разрезов особ й интерес имеет выявление аналогий с формациями кайнозойских внутренних и окраинных морей.

В геосинклинальных разрезах, как и в накоплениях внутренних и окраинных морей, не являются особой редкостью мела- и субмелалапикритоидная группы вулканитов. В ряде геосинклинальных областей раннего докембрия и изредка в фанерозое пикритоиды достигают больших объемов. Геосинклинальные мелалапикритоиды, описываемые теперь большей частью как перидотитовые коматииты, слегка уступают по железистости, общей щелочности и калиевости платформенным мелалапикритоидам (кимберлитовых ассоциаций) и сильно уступают им по содержанию титана.

Среди вулканитов субмелалапикритоидной группы довольно много субпикритов. Группа отличается от океанических субмелалапикритоидов пониженным содержанием железа и повышенным — магния, пониженными уровнями титана, глинозема, кальция, натрия и калия. Преобладают низкощелочные уклоны группы (10 случаев против 1), включая весьма низкощелочные. Уклон щелочей, как правило, натриевый. Примечателен резко повышенный уровень кремнезема, свидетельствующий о том, что геосинклинальные субмелалапикритоиды существенно являются аналогами пироксенитов с ортопироксеном.

Базальтоидная группа геосинклинальных вулканитов, как и в кайнозойских морях, состоит преимущественно из лейкобазальтоидов; встречаются экстремальные, лейкоандезитоидные уклоны. Аналогия с морями проявляется также в сравнимой встречаемости в каждом случае магниевых и железистых базальтоидов, в преобладании первично низкощелочных, высоконатриевых, низкотитанистых уклонов. Однако в отличие от морей, где сравнимо развитие низко- и высокоглиноземистых базальтоидов, в геосинклиналиях резко доминируют низкоглиноземистые.

В геосинклиналиях, так же как во внутренних и окраинных морях, редки вулканиты щелочносалической группы. Повышенными уровнями  $\text{SiO}_2$  и насыщения кремнеземом и пониженной общей щелочностью геосинклинальные трахитоиды сходны с трахитоидами упорядоченных орогенов (см. табл. 46).

Вместе с морями, упорядоченными орогенами и материково-шельфовыми плато геосинклинальные области характеризуются большим развитием кислых эффузивов. Как и в морях обнаруживается сравнимое распространение риолитов и мелариолитоидов, низкощелочных и щелочных, низко- и высокоглиноземистых разновидностей. Натриевость геосинклинальных риолитоидов вторично повышена в связи с альбитизацией полевых шпатов. Между геосинклиналями и кайнозойскими морями не улавливается разницы по распространенности чисто базальтоидных и риолитоидно-базальтоидных ассоциаций; в геосинклинальных областях несколько более часты, чем в кайнозойских морях, базальтоидно-риолитоидные ассоциации.

Можно видеть (см. табл. 41, 42, 45—47), что в общем составы геосинклинальных вулканических ассоциаций имеют весьма близкую аналогию с ассоциациями кайнозойских окраинных и внутренних морей. Несколько пониженный уровень кальция и повышенный — натрия объясняется вторичной альбитизацией плагиоклазов. Первичными отличиями от базальтоидов кайнозойских морей могут быть пониженные содержания  $Al_2O_3$  и повышенные —  $FeO$ .

Геосинклинальные вулканические ассоциации характеризуются столь же повышенным разнообразием составов, как ассоциации внутренних и окраинных морей. Среди них довольно часты близкие аналоги ассоциаций платформ, плато и орогенов и в меньшей степени — открытого океана. Следует отметить, что в последние годы в литературе обозначился неправомерный крен — односторонняя акцентировка аналогий состава геосинклинальных базальтоидов с океаническими.

Петрогенетически, как и по составу, геосинклинальные вулканические формации, по-видимому, должны рассматриваться как близкие аналоги формаций внутренних и окраинных морей.

**Океаны.** Геолого-тектонический класс океанических областей, как было условлено в гл. 2, мы рассматриваем в узком объеме, включая сюда только область открытого океана, вне зоны окраинных морей. В геолого-тектоническом смысле океанические области специфичны как области с примитивной, фемической корой, без сплошного развития субкислого (гранитоидно-метаморфического) этажа. Ограниченные участки коры с субкислым слоем могут быть представлены отдельными подводными блоками — так называемыми микроконтинентами. Мощность коры в океанах статистически меньше, чем на континентах и в морях, хотя в средних океанических хребтах мощность может быть примерно такой же, как на материках (Исландия). В рифтовых срединно-океанических поясах повышен тепловой поток по сравнению с периферическими частями открытого океана.

Сейсмотектонический режим океана характеризуется повышенной активностью в рифтовых поясах срединно-океанических хребтов и пониженной во внехребтовых, более глубоководных зонах. Сейсмотектоническая активность области открытого океана едва ли может быть приравнена к активности древних платформ. В целом она, по-видимому, выше и явно более неравномерна; более сопоставима она с сейсмотектонической активностью областей промежуточной стабилизации — материково-шельфовых плато.

Состав вулканических ассоциаций океана отличается максимальным развитием чисто базальтоидных ассоциаций и наиболее слабым по сравнению с другими геолого-тектоническими типами областей развитием кислой группы вулканитов.

Мелалапикритоиды редки. Не являются редкостью субмелалапикритоиды. Субмелалапикритоиды океанов имеют щелочную тенденцию (намечается перевес щелочных уклонов), высоконатриевую, высокотитанистую. Повы-

шени меланократовость (невелика роль субпикритов) и уровень глинозема (иногда преобладают крайне высокоглиноземистые породы) по сравнению с субмеланикритоидами платформ, плато, морей и геосинклиналей, вместе взятых.

Базальтоиды океанов имеют экстремально низкий статистический уровень кремнезема и экстремально высокий — магния и кальция. По многим показателям они близки к базальтоидам чехла древних платформ (сильное преобладание меламезобазальтовых уклонов, редкость лейкобазальтоидных, отсутствие андезитовых; значительное преобладание высоконатриевых уклонов и сильное — низкоглиноземистых и высокотитанистых). Однако от платформенных они отличаются статистически повышенной магниальностью и пониженными общей щелочностью калиевокостью. С другой стороны, океанические базальтоиды близки по химизму базальтоидам впадин внутренних и окраинных морей (см. табл. 42, 43), отличаясь несколько повышенной титанистостью.

Базальтоиды срединно-океанических хребтов (см. табл. 44) выделяются наиболее высокой меланократовостью и магниальностью, наиболее низкой щелочностью и калиевокостью, повышенным уровнем глинозема. Здесь часто преобладают крайне высоконатриевые базальты.

Кислая группа вулканитов океанических ассоциаций петрохимически наиболее близка вулканитам чехла древних платформ (см. табл. 45). В океанических риолитоидах устанавливается преобладание щелочных, низкоглиноземистых уклонов; часто встречаются и иногда преобладают агпаитовые породы (пантеллериты, комендиты).

Щелочнокальциевые вулканиты (см. табл. 46) не являются редкостью и по химизму довольно близки платформенным. Вместе с трахитоидной группой вулканитов морей они имеют несколько более высокий уровень натрия и более низкий — калия по сравнению с трахитоидами областей материкового сектора.

Примечательными чертами магматизма океанов, сближающими их с платформами, является скудность кислых и андезитоидных пород, почти полное отсутствие низкощелочных андезитоидов. Скудность кислых вулканических пород — один из наиболее веских аргументов за отсутствие в океанах развитого субкислого слоя коры, а также сильный довод в пользу невозможности или весьма ограниченной возможности фракционирования базальтовых магм до кислых в единичном магматическом цикле. Практическое отсутствие низкощелочных андезитоидов в океанах, как и на платформах, указывает на невозможность или крайнюю ограниченность фракционирования низкощелочных базальтов в андезитовом направлении. Несколько оптимистичнее можно расценить возможность дифференциации щелочных базальтов в лейкобазальтоидном направлении, поскольку щелочные лейкобазальтоиды в океанах (как и на платформах) нередки.

Угнетенность лейкобазальтоидов во внехребтовых зонах открытого океана, как и в других случаях, допустимо связать с низким положением фронта массового магмообразования, не поднимающегося в верхние слои верхней мантии. Для срединно-океанических хребтов (рифтовых поясов) с их повышенным теплотокотом и активным сейсмотектоническим режимом предпосылка о низком стоянии фронта магмогенерации неприемлема. Здесь, по-видимому, требуется предположение об отсутствии или редкости в зоне магмогенерации пород, благоприятных для массового выплавления андезитоидов. Правомерность этого предположения вытекает из современных взглядов на геолого-тектоническую природу срединно-океанических хребтов.

Осевые зоны этих хребтов, находящиеся в центре весьма широкой области параллельно-полосовых магнитных аномалий, рассматриваются

как зоны далеко зашедшего спрединга (растекания, раздвижения, разрифтования) коры, с последовательным ее обновлением за счет излияний своеобразных меланократовых, низкощелочных, экстремально низкокальцевых базальтов. В стороны от оси хребта фемическая кора удревняется, обогащается реликтами более древней коры.

Геодинамическим фактором, поддерживающим процесс раздвижения коры и расхождения океанических плит, считается подъем ювенильного мантийного вещества под срединно-океаническими хребтами. Этот механизм в принципе предполагает раздвижение не только коры, но и подкорового этажа литосферы. В пределах хребта это должно приводить к удалению прежнего комплекса пород верхних слоев мантии. Следует подчеркнуть в связи с этим, что под гребнем срединно-океанических хребтов может играть особенно большую роль разгрузочное (декомпрессионное) плавление.

Таким образом, под срединно-океаническими хребтами отсутствует зрелый литосферный профиль, являющийся продуктом длительной аккреции. Новый профиль примитивен, т. е. сильно обеднен продуктами продвинутой дифференциации силикатного вещества, в частности, породами с повышенным содержанием кремнезема и калия. В зоне магнообразования здесь, вероятно, могут практически отсутствовать насыщенные кремнеземом породы типа кварцевых эклогитов или двупироксеновых гранулитов, благоприятные для выплавки лейкобазальтоидных магм. Лишь в зонах подъема щелочнобазальтовых магм могут выплавляться и щелочные лейкобазальтоиды. Деградация литосферного профиля в океанах является, возможно, наиболее важной для магматической петрологии предпосылкой, вытекающей из концепции плитной тектоники.

Статистическое повышение железистости, щелочности, калиевости базальтоидов океана от срединно-океанических хребтов к периферии, по-видимому, сопряжено с уменьшением степени деградации литосферного профиля.

Экстремально повышенный уровень кальция и пониженный уровень кремнезема в океанических базальтоидах свидетельствуют об угнетенном участии ортопироксена в глубинных магнообразующих котектиках. Ортопироксен весьма редок в базальтах океана. Установлено, что природные стекла из низкощелочных океанических базальтов близки к бинарной котектике клинопироксен — плагиоклаз [Рябчиков и др., 1979; Вруан, 1979], при давлениях выше 10 кбар избыточной ликвидусной фазой в них оказывается клинопироксен [Bender *et al.*, 1978]. Это может свидетельствовать о бедности зоны выплавления океанических базальтов водой, которая могла бы стимулировать плавление ортопироксена. Предполагается, что повышенная кальциевость океанических базальтов может быть стимулирована углекислотным составом флюида, который облегчает переход в расплав клинопироксена [Рябчиков и др., 1979] и в то же время сдвигает к ликвидусу поле устойчивости ортопироксена. Правомерно предположить, что магмы океанических базальтов обычно генерируются в очень маловодных условиях, в присутствии существенно углекислотного флюида.

Участки со значительным развитием кислых вулканитов в океане (Исландия, Азоры, Кергелен) могут быть отнесены к «микроконтинентам» с промежуточным типом коры, с зачаточным субкислым слоем. Обычно же более допустимо предположение о рассредоточенных субкислых телах и их локальных скоплениях среди пород верхов верхней мантии и фемической коры, способных дать кислые выплавки. Как и породы, исходные для выплавления щелочносалических магм, они могут быть, скорее всего, наиболее салическими продуктами фракционирования щелочных базальтоидов прошлых магматических циклов. Этим можно объяснить щелочную тенденцию риолитоидов океана.

Основными положениями модели магмо- и петрогенеза, объясняющими статистические особенности состава вулканических формаций разных геолого-тектонических типов областей, могут быть следующие.

1. Статистически различное положение зоны массового магмообразования по глубине, особенно верхней границы этой зоны — фронта массового магмообразования. Последний большей частью не достигает самых верхних горизонтов мантии и низов коры в океанических областях и областях древних платформ. Во всех остальных (окраинные и внутренние моря, внеплатформенные части материков) верхняя часть зоны массового магмообразования часто поднимается в верхние горизонты верхней мантии и низы коры (где в основном могут генерироваться лейкобазальтоидные и щелочносалические магмы и небольшая часть кислых) и в субкислый (гранитоидно-метаморфический) слой коры, где генерируется главная масса кислых магм. Наиболее высокое положение фронта массового магмообразования характеризует области крупных линейных (островные цепи) и нелинейных поднятий в морях, параллельноупорядоченные орогены и многие районы материково-шельфовых плато, рифтовые пояса платформ и океанов. От положения зоны магмообразования зависит, какие глубинные породы и какие минеральные котектики участвуют в образовании магм.

2. Каждая группа магм (отвечающая породной группе) имеет наиболее благоприятные для своего образования составы глубинных субстратов, локализующихся на некоторых предпочтительных уровнях, сменяющихся снизу вверх. Для генерации субмелалапикритоидов наиболее благоприятны участки ультраосновных пород, относительно обогащенные пироксеновыми составляющими; для выплавления базальтоидов — аномальные участки среди ультраосновных пород верхней мантии, обогащенные базальтоидными котектическими комбинациями минералов; исходными субстратами для лейкобазальтоидов могут быть разобщенные аномальные участки в верхних горизонтах мантии и регионально развитый апобазитовый слой в низах коры; для щелочносалической группы — аномальные участки среди базитовых и ультраосновных пород верхов мантии и низов коры; для кислой группы — соответствующие аномальные участки среди базитовых пород в верхах мантии и фемическом этаже коры и субкислый этаж коры (гранитоидно-метаморфический слой). Магмообразующие субстраты для фемических и щелочносалической групп магм, а также для кислых магм в верхах мантии и низах коры могут представлять собой продукты магматического фракционирования, образованные в прежних циклах магматизма, и, отчасти, продукты глубинного метасоматоза. Кислые субстраты субкислого слоя коры — результат кислого магматизма, метасоматоза и осадочной переработки разных пород.

3. Глобальная зональность составов вулканических ассоциаций, сопряженная со сменой геолого-тектонических типов областей, может определяться в основном степенью зрелости вещественного профиля литосферы (коры с верхними горизонтами верхней мантии), т. е. степенью накопления и сохранения в ней пород, обогащенных сиалическими компонентами — продуктов продвинутого, многократного фракционирования силикатного вещества, главным образом, магматического фракционирования.

4. Заметную роль в формировании статистических различий состава вулканизма между разными геолого-тектоническими типами областей может играть различие флюидных режимов. Некоторые различия составов фемических групп вулканитов могут быть поставлены в связь с углекислотным характером флюидов (платформы, океаны) либо с повышенным содержанием воды во флюидах (поднятия во внутренних и окраинных морях, параллельноупорядоченные орогены, многие зоны в пределах материково-шельфовых плато).

## РУДОНОСНОСТЬ ВУЛКАНИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ

Специальный анализ связи рудоносности с составами вулканических формаций не входил в задачу данной работы. Однако при описании типов ассоциаций, выделенных по составу, обращалось внимание на приуроченность к ним месторождений. На материалах по учтенным региональным ассоциациям сопряженность типов месторождений с составом вулканизма прослеживается довольно ясно.

Промышленная алмазонасность ограничивается в основном мелапикритоидными и существенно мелапикритоидными (кимберлитовыми) ассоциациями древних платформ; некоторые перспективы на алмазы сохраняются за платформенными субмелапикритоидами и пикритоидами материково-шельфовых плато.

Сульфидные медно-никелевые руды ассоциируются с ультраосновными породами и мелабазитами, часто расслоенными, входящими в вулканоплутонические комплексы с пикритоидами и низкощелочными базальтоидами. Крупные месторождения известны в геосинклинальных комплексах докембрия (Канада, Южная Африка, Западная Австралия и другие районы), в интрузиях платформенного чехла (север Сибирской платформы).

Серноколчеданные и медноколчеданные месторождения, месторождения самородной меди встречаются в базальтовых ассоциациях (Южный Урал, Копермайв-Ривер и др.). Месторождения титано-магнетитовых руд известны в связи с субвулканическими телами в базальтовых комплексах (Сибирская платформа). Гидротермальные и эгзаляционно-осадочные магнетитовые и гематито-магнетитовые месторождения увязываются с широким спектром составов вулканических и вулканоплутонических ассоциаций, включающих базальтоиды. В этих рудоносных ассоциациях обычно, хотя и не всегда, присутствует кислая группа вулканитов, иногда щелочносалическая; кислые породы нередко имеют щелочной уклон.

Обширный ряд гидротермальных месторождений цветных и редких металлов связан с вулканическими и вулканоплутоническими комплексами, имеющими в своем составе кислую группу пород. Кислая группа магм, очевидно, играет особую роль в образовании рудно-гидротермальных систем.

Месторождения меди, свинца, цинка, золота, серебра и сопутствующих элементов предпочтительно связаны с вулканическими и вулканоплутоническими комплексами, в которых базитовая группа имеет лейкократовый уклон, базитовая и кислая группы не являются ни щелочными, ни повышенокалиевыми. Эти рудоносные ассоциации особенно характерны для зон крупных поднятий во внутренних и окраинных морях и в их древних геосинклинальных аналогах, а также для параллельноупорядоченных орогенов.

С повышением щелочности и калиевости базальтоидов и салических пород металлогенический профиль вулканических и вулканоплутонических ассоциаций заметно меняется. К вулканоплутоническим комплексам со щелочной тенденцией относятся многие описанные в литературе месторождения медно-молибденовых, редкометалльных, радиоактивных руд, плавикового шпата, глиноземно-содового сырья.

Разнообразные и расширяющиеся рудные перспективы связаны с карбонатитовой группой пород в вулканоплутонических комплексах, где открыты месторождения гематит-магнетитовых руд, апатитов, ниобия, стронция, редких земель, радиоактивных элементов.

Выполненное формационное исследование имело задачей, прежде всего, разработку упорядоченной методики оценок и классификации составов вулканических комплексов. В этой части, как можно видеть, работа вылилась в радикальную перестройку методического подхода к изучению составов ассоциаций по сравнению с традиционным.

В качестве принципиальной модели вместо непрерывной (серийной) за основу взята дискретная, популяционно-видовая модель. На основании ряда принципиальных соображений и в соответствии с эмпирическими данными в качестве аналогов видовых популяций рассматривается небольшое число породных групп (мелалапикритоидная, субмелалапикритоидная, базальтоидная, кислая, щелочносалическая, карбонатитовые). Эти группы выделяются путем комплексного (содержательного и математико-статистического) анализа геолого-петрологических данных о вулканической ассоциации.

Популяционно-видовая модель и связанное с ней представление об автономном генетическом механизме для породной группы в работе использованы с максимально возможной последовательностью. Это сделано преднамеренно, чтобы выяснить и показать познавательные возможности именно этой модели.

Классификация составов вулканических ассоциаций на базе этой модели возможна качественная (через перечисление породных групп), качественно-упорядоченная (с ранжировкой породных групп по относительному объему). Дальше в классификацию вводятся полуколичественные и количественные показатели, выражающие особенности петрохимического (и минералогического) состава каждой породной группы. На качественной и полуколичественной ступенях классификация может производиться с помощью общедоступной портативной счетной техники. Классификационные заключения о составах породных групп выносятся с помощью достоверных вероятностных оценок.

Описанная в книге в терминах разработанной классификации планетарная выборка вулканических ассоциаций дает представление об их формационном разнообразии и материал для выявления закономерностей, регулирующих составы формаций.

Выделение аналогов видовых популяций как природных единиц открывает новые интересные возможности: для интерпретации статистических параметров состава (выборочные средние и пр.), вычисленных для этих единиц; для анализа сопряженности между компонентами состава горных пород внутри этих единиц; для анализа сопряженности по составу между ассоциирующимися единицами (породными группами); для анализа связей между составами этих единиц и набором их в ассоциациях; для анализа сопряженности между геолого-тектоническими типами областей и составами магматических формаций.

Детализированное изучение составов лишней раз подтверждает стохастический, не вполне предсказуемый характер связей между компонентами состава (породами, породными группами) в магматических формаци-

ях и стохастический характер природных наборов этих составляющих. Так, один и тот же довольно узкий класс составов ассоциаций (не говоря уже о широких классах) обычно свойствен разным геолого-тектоническим типам областей. Подобная повторяемость бывает проблематична лишь для тех классов составов, которые редки вообще. Если класс составов значительно представлен хотя бы в одном типе областей, он встречается и в других типах. В принципе, по-видимому, никогда нет оснований говорить о полном исчезновении какого-то класса составов в том или ином типе областей, правомернее считать, что этот класс исчезающе редок.

В частности, в чехле древних платформ пока не удалось зафиксировать комплексы с крайне высоконатриевым уклоном базальтоидов. В области открытого океана не удалось найти ассоциации с андезитоидной низкощелочной группой, базальтоидно-риолитоидные ассоциации с низкощелочной кислой группой. В параллельноупорядоченных орогенах не встречены меланократовые и крайне высоконатриевые уклоны базальтоидной группы. В общем, случаи, когда присутствие или отсутствие какого-либо класса состава можно считать достаточно специфическим для того или иного типа областей, немногочисленны. Следовательно, по составу отдельно взятой региональной эффузивной ассоциации, как правило, нельзя надежно судить о типе геолого-тектонической обстановки. При решении этого вопроса следует опираться на статистические данные о составе вулканических ассоциаций области или лучше на более прямые данные о геолого-тектонической обстановке.

Через сопоставление наборов, объемных соотношений и показателей состава породных групп довольно просто осуществляется сравнительная характеристика составов сложных формаций.

В работе впервые дано развернутое сравнение вулканических формаций разных геолого-тектонических типов областей с охватом всех групп вулканитов. Раньше подобные сопоставления проводились, как известно, лишь для единственного класса вулканических пород — для базальтов.

Во многом аналогичен состав вулканизма полярно противоположных по основным геолого-тектоническим признакам областей — платформ и океанов. Господствуют базальтовые ассоциации; весьма редки лейкобазальтоидные уклоны, весьма редки низкощелочные андезитоиды; угнетена кислая группа; весьма редки низкощелочные кислые вулканиты. Однако все группы силикатных пород платформ уклоняются от океанических в сторону повышенной калиевоности, базальтоидная и кислая группы — в сторону повышенной щелочности, базальтоидная — в сторону повышенной железистости. При всем этом в океанах все же значительно представлены ассоциации со щелочным уклоном базальтоидов. Крайне высоконатриевые низкощелочные базальтовые комплексы вулканитов повышено характерны лишь для кайнозойских срединно-океанических хребтов.

Своеобразен состав вулканизма упорядоченных орогенов, где практически встречаются лишь лейкократовые уклоны базальтоидов, сильно угнетены базальты, сильно развита кислая группа эффузивов, в основном риолит и.

Материково-шельфовые плато имеют весьма пестрый состав вулканизма, включают ассоциации, близко аналогичные платформенным и орогенным. Здесь гораздо большую часть, чем на платформах, но меньшую, чем в орогенах, составляют кислые вулканические продукты. Базальтоиды по статистическим петрохимическим характеристикам занимают промежуточное положение между орогенными и платформенными; кислые вулканиты уклоняются от орогенных в сторону повышенной щелочности и калиевоности.

Вулканизм внутренних и окраинных морей кайнозоя приблизительно так же пестр по составу, как вулканизм материково-шельфовых плато. Значительно разнятся по составу ассоциации впадин (где преобладают

базальты, ограниченно развиты кислые вулканиты) от резко подчиненных по площади региональных поднятий с мощным вулканизмом, в основном линейных (островные цепи). Вулканические ассоциации впадин морей имеют близкие аналоги по составу на материках и в меньшей мере — в океане. На поднятиях вулканизм качественно схож с орогенным, от которого он отличается меньшим развитием кислой группы эффузивов, меньшими лейкократовостью, щелочностью и калиестью базальтоидов и кислой группы.

Вулканизм геосинклиналей в целом имеет несомненно близкую аналогию по составу с вулканизмом внутренних и окраинных морей кайнозоя и весьма существенно отличается от вулканизма океанов. В геосинклинальных областях преобладают лейкократовые уклоны базальтоидов, значительно развиты риолитоиды. Уверенно устанавливается вторичное понижение кальция и повышение натрия в геосинклинальных базальтоидах и снижение кальция в кислых эффузивах за счет метаморфической альбитизации плагиоклазов.

Вулканизм областей океанического и морского накопления вместе с древними геосинклиналями отличается от областей материкового сектора гораздо меньшим развитием кислой группы. Базальтоиды морей и океанов отличаются от материковых повышенными уровнями кальция и пониженными — калия, кислая и щелочносалическая группы — повышенным натрием и пониженным калием.

Полученные при исследовании составов вулканических формаций оценочные и классификационные результаты представляют собой материал, удобный для петрогенетического или другого истолкования. Этому способствует то, что оценки и классификация сделаны применительно к природным популяциям (а не к условно выделяемым классам, как обычно), а оценочные и классификационные признаки «развязаны», т. е. даются в содержательно ясном и удобном для обсуждения виде.

Приведенные в работе данные о рудоносности вулканических и вулканоплутонических формаций разного состава свидетельствуют о принципиальной возможности применения новой методики оценок и классификации составов формаций в металлогенетических и поисково-прогнозных целях.

Петрогенетическая (магмогенетическая) интерпретация результатов оценки и классификации составов показана в работе на примере объяснения глобальной смены состава вулканических формаций в геолого-тектоническом ряду областей открытый океан — внутренние и окраинные моря — параллельноупорядоченные орогены — материково-шельфовые плато — древние платформы. Анализ позволяет сделать вывод, что указанная зональность составов может быть объяснена в главных чертах с помощью обоснованных предпосылок о разном положении зоны массового магмообразования в вертикальном разрезе верхов мантии — низов коры, о разной зрелости литосферного профиля (петрологической зрелости глубинных пород, исходных для выплавления магм) и о специфических флюидных режимах в разных типах областей.

- Абдулин А. А. Геология Мугоджар. Алма-Ата: Наука, 1973. 391 с.
- Абрамович И. И., Клушин И. Г. Петрохимия и глубинное строение Земли. Л.: Недра, 1978. 375 с.
- Авдеев А. В. К вопросу о связях между эффузивным и интрузивным магматизмом на примере Атасу-Джамшинского водораздела (Центральный Казахстан).— В кн.: Вулкано-плутонические формации и их рудоносность. Алма-Ата: Наука, 1969, с. 109—121.
- Авдейко Г. П. и др. Новые данные о составе вулканических пород фундамента островной дуги Тонга.— Докл. АН СССР, 1972, т. 204, № 5, с. 1232—1235.
- Агентов В. Б. и др. Формационное расчленение и петрохимические особенности вулканогенных образований Охотско-Чукотского пояса.— Сов. геология, 1978, № 7, с. 78—92.
- Азбель К. А. К тектоно-магматической модели развития орогенного вулканизма.— В кн.: Проблемы петрологии (геологические аспекты). Алма-Ата: Наука, 1976, с. 277—279.
- Алмазные месторождения Якутии/Бобривич А. П. и др. М.: Гостеолтехиздат, 1959. 526 с.
- Антонов Р. М. Протерозой и нижний кембрий востока Центрального Казахстана.— В кн.: Допалеозой и палеозой Центрального Казахстана. Т. I. Алма-Ата: Наука, 1974, с. 67—73.
- Арнаудова Р. Петрографски и петрохимични особености на Осоговските терциерни магматити.— Спис. Българ. геол. др-во, 1973, год. I, с. 19—34.
- Базит-гипербазитовый магматизм и минерация юга Восточно-Европейской платформы (платформенная стадия развития). М.: Недра, 1973. 294 с.
- Баратов Р. Б., Лутков В. С. Калиевые и натриевые вулкано-плутонические серии Северного Памира и Южного Тянь-Шаня.— Докл. АН СССР, 1977, т. 233, № 3, с. 453—455.
- Баратов Р. Б., Горецкая Е. Н., Шукин С. И. Дацит-липаритовая формация Южного Гиссара. Душанбе: Дониш, 1973. 131 с.
- Баскина В. А. Магматизм Тетюхинского района. М.: Наука, 1965. 167 с.
- Баскина В. А. Ультракалиевые липариты Приморья.— Сов. геология, 1978, № 1, с. 72—84.
- Баскина В. А. Петрохимическая зональность вулканитов Приморья.— В кн.: Латеральные ряды магматических формаций. Свердловск, 1979, с. 93—113.
- Баскина В. А., Волчанская И. К. Новый тип редкоземельного оруденения в Южной Монголии, связанный со щелочными вулканитами.— Докл. АН СССР, 1976, т. 228, № 3, с. 670—672.
- Баскина В. А., Волчанская И. К., Гундсамбуу Ц., Никитина И. В. Целестиновая минерализация Южной Монголии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 5, с. 96—105.
- Баскина В. А., Волчанская И. К., Коваленко В. И., и др. Калиевый щелочной вулкано-плутонический комплекс Мушугай-Худук на юге МНР и связанная с ним минерализация.— Сов. геология, 1978, № 4, с. 86—99.
- Бахтеев М. К. и др. Фаменский вулканизм западной части Центрального Казахстана.— Сов. геология, 1977, № 4, с. 78—89.
- Бейли Д. К. Карбонатитовые вулканы и близповерхностные интрузии Замбии.— В кн.: Карбонатиты. М.: Мир, 1969, с. 142—168.
- Белев С. Петрографски и геоложки изследвания върху скалите от еруптивната зона на Вискляр планина и височините североизточно от нея.— Спис. Българ. геол. др-во, 1960, год. XXI, кн. 2, с. 33—60.
- Белусов А. Ф. Неоднородность распределения составов в ассоциациях изверженных пород и представление о породных группах.— Геол. и геофиз., 1967, № 5, с. 26—34.
- Белусов А. Ф. О природе связи между базальтоидными и салическими породами в эффузивных ассоциациях.— В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М.: Наука, 1972, с. 146—160.

- Белоусов А. Ф. Об основаниях петрохимической классификации эффузивных пород.— Геол. и геофиз., 1974а, № 3, с. 20—26.
- Белоусов А. Ф. Об основаниях формационного анализа.— В кн.: Проблемы магматических формаций. М.: Наука, 1974б, с. 4—20.
- Белоусов А. Ф. Проблемы анализа эффузивных формаций. Новосибирск: Наука, 1976, 332с.
- Белоусов А. Ф. Серийная модель в исследовании ассоциаций магматических пород.— Геол. и геофиз., 1978, № 12, с. 14—20.
- Белоусов А. Ф. Популяционная модель в исследовании ассоциаций магматических пород.— Геол. и геофиз., 1979, № 1, с. 35—45.
- Белоусов А. Ф., Кочкин Ю. Н., Полякова З. Г. Вулканические комплексы рифей и нижнего палеозоя Горного Алтая, Горной Шории и Салаирского кряжа. М.: Наука, 1969. 283 с.
- Белоусов А. Ф., Налетов Б. Ф., Полякова З. Г. Вулканические комплексы рифей и нижнего палеозоя Кузнецкого Алатау. Новосибирск: Наука, 1974. 211 с.
- Белоусов А. Ф., Лапин Б. Н. и др. Вулканические комплексы верхнего докембрия и палеозоя Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Региональные схемы магматизма Алтае-Саянской складчатой области. Л., 1978, с. 97—133.
- Белый В. Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1978. 213 с.
- Берсенева И. И., Денисов Е. П. Неогеновые базальтоиды Приморья и Сихотэ-Алиня.— В кн.: Петрология неоген-четвертичных базальтоидов северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Недра, 1971. с. 48—61.
- Бобревич А. П. и др. Алмазные месторождения Якутии. М.: Гостеолтехиздат, 1959. 526 с.
- Бобревич А. П., Соболев В. С. Кимберлитовая формация северной части Сибирской платформы.— В кн.: Петрография Восточной Сибири. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 341—416.
- Болотников А. Ф., Кравченко Н. С., Крутов Н. К. Магматизм и рудоносность Баджальского района. Хабаровск, 1975. 320 с.
- Большев Л. Н., Смирнов Н. В. Таблицы математической статистики. М.: Наука, 1965. 464 с.
- Бородин Л. С., Гладких В. С. К петрологии щелочных базальтов Кузнецкого Алатау.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 12, с. 5—20.
- Борисов И. Петрографски изследвания на магматите северно от г. Бургас и сравнителна петрохимична характеристика на горнокредните вулкани в България.— Годишн. на Софийск. ун-т, 1965, т. 58, кн. 1, Геология, с. 197—233.
- Боуэн Н. Л. Эволюция изверженных пород. М.—Л.: ОНТИ, 1933. 324 с.
- Бурьянова И. З. Позднемеловый магматизм Фудзино-Ноттинского района (Южный Сихотэ-Алинь). Владивосток, 1971. 40 с.
- Бутова Е. Л., Егоров Л. С. Маймеча-Котуйский комплекс формаций щелочных и ультраосновных пород.— В кн.: Петрография Восточной Сибири. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 417—589.
- Бухаров А. А. Геологическое строение Северо-Байкальского краевого вулканического пояса. Новосибирск: Наука, 1973. 139 с.
- Быков И. Н. Минералого-петрографические особенности верхнедевонских базальтов Воронежской антеклизы.— В кн.: Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. Т. II. М.: Недра, 1976, с. 136—140.
- Быков И. Н., Канцеров В. А. О проявлениях девонского вулканизма на юго-востоке Воронежской антеклизы.— В кн.: Вулканизм и рудные формации Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса. Киев: Наукова думка, 1977, с. 75—83.
- Васильев Б. И. и др. Новые данные о строении вала Зенкевича.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 11, с. 127—142.
- Васильев Ю. Р., Золотухин В. В. Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. Новосибирск: Наука, 1975. 271 с.
- Вахрушев В. А., Прокопцев Н. Г. Об одной минералогической особенности глубоководных базальтов южной части Тихого океана.— Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 6, с. 1437—1440.
- Вембан Н. А. Пути дифференциации в трапах Декана.— В кн.: Геология и петрография трапых формаций. М.: Изд-во иностр. лит., 1950, с. 244—295.
- Ветренников В. В. Особенности вулканизма, тектоники и оруденения окраинно-материковых вулканических поясов. М.: Недра, 1976. 156 с.
- Вихтер Б. Я. и др. Плиоцен-четвертичный вулканизм Афганистана.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 9, с. 29—42.
- Владимиров Б. М., Твердохлебов В. А., Колесникова Т. П. Геология и петрография изверженных пород юго-западной части Гвинейско-Либерийского щита. М.: Наука, 1971. 242 с.
- Владимиров Б. М., Волянок Н. Я., Пономаренко А. И. Глубинные включения из кимберлитов, базальтов и кимберлитоподобных пород. М.: Наука, 1976. 284 с.
- Волошина З. Г. Вулканогенные образования девона центральной части Днепровско-

- Донецкой впадины.— В кн.: Вулканизм и рудные формации Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса. Киев: Наукова думка, 1977, с. 55—75.
- Воронин Ю. А., Еганов Э. А.** Фашии и формации. Парагенезис. (Уточнение и развитие основных понятий геологии.) Новосибирск: Наука, 1972. 120 с.
- Восточно-Африканская рифтовая система. Т. III.** Геохимия. Сейсмология. Основные результаты/Белоусов В. А., Герасимовский В. И., Горячев А. В. М.: Наука, 1974. 288с.
- Вулканические ассоциации докембрия Урало-Монгольской провинции/Белоусов А. Ф., Добрецов Н. Л., Додонова Т. А. и др.** Новосибирск: Наука, 1976. 87 с.
- Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя севера Урала.** Л.: Наука, 1973. 212с.
- Вулканогенные формации северной части Центрального Казахстана.** Алма-Ата: Наука, КазССР, 1965. 258 с.
- Гаек О. М.** Петрохимические исследования девонских и каменноугольных вулканических образований Северо-Западного Прибалхашья (Центральный Казахстан). — В кн.: Вопросы петрохимии. Л., 1969, с. 279—280.
- Гарсон М. С.** Карбонатиты Малави.— В кн.: Карбонатиты. М.: Мир, 1969, с. 50—86.
- Гасанов Ю. Л., Филиппович И. Н.** Сопоставление вулканических образований липарит-дацитового состава Береговского Холмогорья и Выгорлат-Гутинской гряды Закарпатья.— В кн.: Материалы по геол., гидрогеол., геохим. и геофиз. Украины, Казахстана и Камчатки. Киев: Вища школа, 1975, с. 37—44.
- Геологическое строение Манского прогиба и его положение в Саяно-Алтайских «байкалидах»/Хоментовский В. В., Шенфильд В. Ю., Гибшер А. С. и др.** Новосибирск: Наука, 1978. 224 с.
- Геология Армянской ССР. Т. IV.** Петрография. Вулканические породы. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1970. 713 с.
- Геология и металлогения Сарыгумской зоны.** Алма-Ата: Наука, 1976. 161 с.
- Геология Северо-Восточной Азии. Т. III.** Магматизм. Л.: Недра, 1973. 395 с.
- Гладких В. С.** Петрохимические и геохимические особенности толеитовых базальтов Воронежской антеклизы.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1971, т. XLVI, вып. 2, с. 107—118.
- Гладких В. С.** К петрологии верхнедевонских вулканических пород Припятского и Днепровского грабен.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1972, т. XLVII, вып. 6, с. 73—85.
- Глубинные ксенолиты и верхняя мантия /Бакуменко И. Т., Добрецов Н. Л., Кележинский В. В. и др.** Новосибирск: Наука, 1975. 271 с.
- Гогинвили В. Г. и др.** Петрология кислых пород верхнемеловой вулканической толщи Южной Грузии и некоторые вопросы блоковой тектоники.— В кн.: Проблемы геологии и металлогении Кавказа. Тбилиси, 1976, с. 280—316.
- Гольдин С. В.** О проверке однородности совокупностей геологических объектов.— В кн.: Мат. методы при геол. исслед. в Западной Сибири. Тюмень, 1968, с. 108—126.
- Городинский М. Е., Довгаль Ю. М., Стерлигова В. Е.** Четвертичный магматизм бассейна реки Б. Ануй.— В кн.: Магматизм Северо-Восточной Азии. Ч. II. Магадан, 1975, с. 297—304.
- Гранник В. М.** Верхнемеловые вулканическо-осадочные формации Восточно-Сахалинских гор. М.: Наука, 1978. 163 с.
- Грин Д. Х., Рингвуд А. Э.** Происхождение базальтовых магм.— В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, с. 132—227.
- Грин Т. Х., Рингвуд А. Э.** Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда.— В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, с. 118—131.
- Гринберг Г. А., и др.** Вулканические комплексы центральной части Уяндино-Ясачинского пояса.— В кн.: Новые данные о магматизме Якутской АССР. Якутск: Изд-во Якут. фил. СО АН СССР, 1974, с. 50—107.
- Груза В. В.** Методологические проблемы геологии. Л.: Недра, 1977. 181 с.
- Данилов М. А., Скрипниченко В. А.** Долериты Западного Притиманья.— Сов. геол., 1976, № 5, с. 138—147.
- Данилович Л. Г.** Кислый вулканизм Карпат. Киев: Наукова думка, 1976. 147 с.
- Дао-Динь Тхук.** Мезозойские вулканические ассоциации Северного Вьетнама.— Геол. и геофиз., 1980, № 7, с. 62—66.
- Даусон Дж. Б.** Олдоиньо-Ленга — действующий вулкан с потоками лав натровых карбонатитов.— В кн.: Карбонатиты. М.: Мир, 1969, с. 169—181.
- Димитров Р.** Петрографски изучавания на скалите от ерутивната зона в областта Завалска планина, Предела, част от Гребен и Драгоманските възвишения.— Годишник на управ. за геол. проучвания, София, 1960, отдел А, т. X, с. 227—256.
- Довгаль Ю. М., Часовитин М. Д.** Вулкан Билибина — новый четвертичный вулкан в Северо-Восточном Приколмье.— Геол. и геофиз., 1965, № 6, с. 35—45.
- Долгопольская Е. Ф., Ильинская М. Н., Николаев В. Г.** Нижне-среднетриасовые вулканическо-осадочные образования Кушмурунской депрессии (Тургайский прогиб).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 6, с. 25—34.

- Дуничев В. М. Неогеновые осадочно-вулканогенные формации о. Кунашира (Курильские острова) и связь с ними эндогенной минерализации.— Геол. и геофиз., 1969, № 1, с. 131—136.
- Дуничев В. М. О позднемiocен-плиоцен-четвертичном вулканизме Курильской островной дуги.— Докл. АН СССР, 1972, т. 203, № 2, с. 413—416.
- Егоров Л. С., Сурина Н. П. Меймечиты севера Сибири (геолого-петрографические особенности и взаимоотношения с Гулинской интрузией ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов).— В кн.: Апатитоносность севера Сибири. Л., 1976, с. 19—26.
- Ермолов П. В., Лопатников В. В. и др. О гетерогенности позднегерцинских гранитоидов Зайсанской складчатой системы (Вост. Казахстан).— Геол. и геофиз., 1975, № 9, с. 62—71.
- Ерохов В. Ф., Кичина Е. Н., Остапенко В. Ф. Петрохимические особенности лав подводных вулканов Курильских островов.— В кн.: Вопр. исслед. вещества северо-западного сектора Тихого океана. Владивосток, 1975, с. 21—26.
- Ескин А. С., Бухаров А. А., Зорин Ю. А. Кайнозойский вулканизм на Байкале.— Докл. АН СССР, 1978, т. 239, № 4, с. 926—929.
- Жук-Почекутов К. А., Гладких В. С., Леонтьев Л. Н. Ассоциация щелочных базальтоидов — базальтов Маймеча-Котуйской вулканоплутонической формации (геолого-петрографический очерк).— В кн.: Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов. М.: Наука, 1965, с. 89—90.
- Занюков В. Н., Сваричевский А. С., Шкуть Г. И. Особенности тектоники и магматизма восточной части Корякского нагорья (район мысов Гюнтера и Наварин).— В кн.: Магматизм и формации дна морей, островных дуг и континентальных окраин. Владивосток, 1977, с. 62—72.
- Зарубин В. В., Мануйлова М. М. Позднедокембрийские вулканогенные породы основного состава Северного Прибайкалья.— В кн.: Вулканизм докембрия. Петрозаводск, 1976, с. 99—106.
- Зимин С. С. и др. Меймечит-пикритовый, габбро-диабазовый и пикрит-диабазовый комплексы хр. Пекульней на Северо-Востоке СССР.— Докл. АН СССР, 1979, т. 249, № 4, с. 954—957.
- Зиновенко Г. В. Основные закономерности размещения вулканогенно-осадочных толщ на территории Подляско-Брестской впадины.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 3, с. 61—66.
- Золотарев Б. П., Ильинская М. Н., Кориневский В. Г. Чанчариты — калиевая щелочная разновидность трахиандезито-базальтов, особенности их строения и состава.— В кн.: Силуро-девонский вулканизм Южного Урала. Уфа, 1975, с. 176—184.
- Иванов Р. Г. Магматизмът в Източнородопското палеогенско понижение. Ч. I. Геология.— Труд. върху геол. на България, кн. I, 1960, с. 311—387.
- Иванов Р. Магматизмът в Източнородопското палеогенско понижение. II. Петрохимическо развитие и провинциални особености.— Труд. върху геол. на България. Сер. геохим., минерал., петрограф., кн. IV, 1963, с. 297—323.
- Иванов Р., Арnaudова Р., Чернявска С. Върху възраста на палеогенския магматизмът в Западна България по данни на геолого-петрографски и палинологски изследвания. 2. Каменишки палеоген.— Изв. Геол. ин-та Българ. АН. Сер. геохим., минерал., петрограф., кн. XX, 1971, с. 243—268.
- Иванов Р., Зидаров Н. Петрохимични изследвания върху терциерния вулканизмът в планините Огражден, Малешевска и Влахина в Югозападна България.— Изв. Геол. ин-та Българ. АН. Сер. геохим., минерал., петрограф., кн. XVII, 1968, с. 295—310.
- Ивсен Ю. П. Магматизм Тимана и п-ова Канин.— М.: Наука, 1964. 125 с.
- Ивонин И. П. Древнейшая интрузия сиенитов в Кузнецком Алатау.— Геол. и геофиз., 1968, № 6, с. 127—132.
- Игнатъев А. В. Палеовулканологические реконструкции вулканотектонических депрессий. Хабаровск, 1975. 189 с.
- Исландия и срединно-океанический хребет. Глубинное строение, сейсмичность, геотермия/Кононов В. И., Поляк Б. Г., Зверев С. М. и др. М.: Наука, 1977. 195 с.
- Исландия и срединно-океанический хребет. Геохимия/Герасимовский В. И., Поляков А. И., Дурасова Н. А. и др., М.: Наука, 1978. 184 с.
- Истомин А. Н. Сальменова К. З. Новые данные о нижнетриасовом возрасте семейтауского вулканогенного комплекса пород.— Вести. АН КазССР, 1964, № 9, с. 86—89.
- Йодер Х. Образование базальтовой магмы. М.: Мир, 1979. 238 с.
- Казакова Э. Н. и др. Риолиты острова Медного (Командорские о-ва).— Геол. и геофиз., 1976, № 1, с. 91—99.
- Каминский Ф. В. Особенности кимберлитовых пород Алданского щита.— Сов. геол., 1969, № 4, с. 161—165.
- Каминский Ф. В. Щелочно-базальтоидные брекчии Онежского п-ова.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 7, с. 50—59.
- Карагодян С. С. Петрографические и петрохимические особенности андезит-липарит-

- товой формации Мугоджар.— В кн.: Вулканизм Южного Урала. Свердловск, 1974, с. 165—168.
- Карапетян С. Г.** Особенности строения и состава новейших липаритовых вулканов Армянской ССР.— Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1972, 196 с.
- Каретин Ю. С.** Латеральные вариации базальтоидного магматизма и принципы выделения вулканических формаций (на примере Тагильского прогиба).— В кн.: Латеральные ряды магматических формаций. Свердловск, 1979, с. 54—72.
- Карпинский Р. Б., Качевская Т. И.** Щелочно-ультраосновной магматизм северной части Енисейского кряжа.— В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск: Наука, 1973, с. 143—158.
- Карпов Г. П.** Вулканотерригенные породы Сибирской платформы.— Литология и полезные ископаемые, 1978, № 2, с. 85—94.
- Карта магматических формаций СССР масштаба 1 : 2 500 000.** М.: Недра, 1971. 4 л.
- Кеpezинская В. В.** Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. М.: Наука, 1979. 312 с.
- Кеpezинская В. В., Лучицкий И. В.** Пермские вулканические ассоциации Центральной Монголии.— В кн.: Ассоциации вулканогенных пород Монгольской Народной Республики, их состав и стратиграфическое положение. М.: Наука, 1973, с. 71—93.
- Кеpezинская В. В., Лучицкий И. В.** Континентальные вулканические ассоциации Центральной Монголии. М.: Наука, 1974. 72 с.
- Кимберлитовые породы и пикритовые порфиры северо-восточной части Сибирской платформы/Милашев В. А., Крутойский М. А., Рабкин М. И., Эрлих Э. Н.** М.: Госгеолтехиздат, 1963. 216 с.
- Кимберлитовые породы Приазовья/Гоньшакова В. И., Бутурлинов Н. В., Зарицкий А. И. и др.** М.: Наука, 1978. 320 с.
- Кинг Ф. Б.** Тектоника Северной Америки. М.: Мир, 1972. 269 с.
- Кинг Б. К., Сатерленд Д. С.** Карбонатитовые комплексы Восточной Уганды.— В кн.: Карбонатиты. М.: Мир, 1969, с. 87—141.
- Кириченко Л. П.** Петрохимические особенности и первоначальная магма вулканических пород хребта Великий Шолес (Выгорлат-Гутинская гряда Закарпатской области).— Геол. журн., 1974, т. 34, вып. 1, с. 92—99.
- Киселев А. И., Медведев М. Е., Головки Г. А.** Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магнеобразования. Новосибирск: Наука, 1979. 198 с.
- Кичина Е. Н., Остапенко В. Ф.** Вулканы северной подводной части Идзу-Бонинской дуги.— В кн.: Геол. дна Дальневосточных морей. Владивосток, 1977, с. 46—60.
- Князева Л. Н.** Стратиграфия вулканогенных образований Ивдельского бокситового района на Урале.— Сов. геол., 1972, № 9, с. 73—84.
- Ковалева Г. А., Буров Ю. П.** Основные особенности мезокайнозойских базитовых комплексов архипелага Свальбард.— В кн.: Геология Свальбарда. Л., 1976, с. 126—138.
- Ковальский В. В., Никишов К. Н., Егоров О. С.** Кимберлитовые и карбонатитовые образования восточного и юго-восточного склонов Анабарской антеклизы. М.: Наука, 1969. 288 с.
- Колесников В. Н.** Вулканогенные формации Сакмарской зоны Оренбургского Урала.— В кн.: Вулканизм Южного Урала. Свердловск, 1974, с. 121—129.
- Корзун В. П., Махнач А. С.** Верхнедевонская щелочная вулканогенная формация Припятской впадины. Минск: Наука и техника, 1977. 162 с.
- Корнев Т. Я., Даценко В. М., Бозин А. В.** Рифейский магматизм и колчеданно-полиметаллическое оруденение Енисейского кряжа. М.: Недра, 1974. 132 с.
- Костюк В. П.** Геолого-петрографичний нарис магматизму Карпат. Київ: Вид-во АН УССР, 1961. 158 с.
- Кренделев Ф. П.** Остров Пасхи (геология и проблемы). Новосибирск: Наука, 1976. 96 с.
- Кузубный В. С.** Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металлогения. Алма-Ата: Наука, 1975. 342 с.
- Кузнецов Ю. А.** Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.
- Кузнецов Ю. А.** О состоянии и задачах учения о магматических формациях.— Геол. и геофиз., 1973, № 8, с. 3—11.
- Кузнецов Ю. А., Белоусов А. Ф., Поляков Г. В.** Принципы построения систематики магматических формаций на основе их вещественного состава.— В кн.: Проблемы петрологии. М.: Наука, 1976, с. 36—45.
- Кулакеев Г., Станишева Г., Василев Л.** Стратиграфски и петрографски изследвания на селона и в Югоизточна Странджа Планиса.— Изв. на научноизслед. геол. ин-т, 1964, т. 1, с. 179—215.
- Курчатов А. М.** Латеральная изменчивость вулканитов (на примере Южного Приморья). М.: Наука, 1979. 144 с.
- Лебедев А. П., Малхасян Э. Г.** Юрский вулканизм Армении. М.: Наука, 1965. 168с.
- Левашов К. К.** Палеорифтовая структура восточного обрамления Сибирской платформы.— Сов. геол., 1977, № 10, с. 59—75.

- Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Струве Э. А. Петрографический словарь. М.: Гостеолтехиздат, 1963. 447 с.
- Леонов Б. Н., Гогина Н. И. Раннепалеозойский вулканизм на северо-востоке Сибирской платформы. — Сов. геол., 1968, № 4, с. 94—113.
- Лисов Н. С. Кальцийсодержащие и калиевые эффузивы Красногурьинского района. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала. Т. II. 1963, с. 205—211.
- Лопатин Б. Г., Поляков М. М. Геология Земли Мэри Бэрд и Берега Эйтса (Западная Антарктида). М.: Наука, 1976. 175 с.
- Лучицкий И. В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 275 с.
- Лычагин П. П. К петрохимии и петрологии девонских вулканических образований Омолонского массива. — Геол. и геофиз., 1973, № 8, с. 62—69.
- Лялин Ю. И., Тимофеева Е. Н. Эволюция средних составов орогенных вулканических формаций (на примере Северного Прибалхашья, Казахстан). — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973, с. 70—71.
- Ляшкевич З. М., Завьялова Т. В. Вулканизм Днепровско-Донецкой впадины. Киев: Наукова думка, 1977. 178 с.
- Ляшкевич З. М., Марушкин А. И. и др. Об эксплозивных карбонатитах в Днепровско-Донецкой впадине. — Геол. и геохим. горючих ископаемых, 1978, № 51, с. 68—72.
- Майр Э. Популяции, виды и эволюция. М.: Мир, 1974. 460 с.
- Максимов А. П. и др. Кристаллизация андезитового расплава при заданной концентрации воды в области давлений до 12 кбар. — Геохимия, 1978, № 5, с. 669—679.
- Малеев Е. Ф. Неогеновый вулканизм Закарпатья. М.: Наука, 1964. 251 с.
- Малхасян Э. Г. Геологическое развитие и вулканизм Армении в юрский период. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1975. 171 с.
- Мальков Б. А. Карбонатитовые кимберлиты — новый тип алмазоносных пород. — Докл. АН СССР, 1975, т. 21, № 5, с. 1170—1173.
- Мамедов А. И. Кайнозойский магматический комплекс центральной части Малого Кавказа и связанные с ним кислые вулканические стекла. Автореф. докт. дис. Баку, 1971. 54 с.
- Марковский Б. А., Ротман В. К. О позднемеловой геосинклинальной вулканогенно-осадочной формации северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 6, с. 18—34.
- Марковский Б. А., Ротман В. К., Тарасов Б. В. Эволюция геосинклинального вулканизма Восточной Камчатки. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973, с. 130—131.
- Мартынюк М. В. Раннемезозойский геосинклинальный магматизм северной части Восточного Сихотэ-Алинского синклиория. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973, с. 114—115.
- Маршинцев В. К. Карбонатитовые образования восточного склона Анабарского сводового поднятия. Якутск, 1974. 119 с.
- Масайтис В. Л., Михайлов М. В., Селивановская Т. В. Вулканизм и тектоника среднепалеозойского Патомско-Вилойского авлакогена. М.: Недра, 1975, 182 с.
- Махнач А. С., Веретенников Н. В. Вулканогенная формация верхнего протерозоя (вещда) Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1970. 234 с.
- Мерлич Б. В., Спитковская С. М. Глубинные разломы, неогеновый магматизм и оруденение Закарпатья. — В кн.: Проблемы тектоники и магматизма глубинных разломов. Т. 2. Львов, 1974. 175 с.
- Методы теоретической геологии/Абрамович И. И., Бурков Ю. К., Груза В. В. и др. Л.: Недра, 1978. 335 с.
- Милашев В. А. Петрохимия кимберлитов Якутии и факторы их алмазоносности. Л.: Недра, 1965. 160 с.
- Милашев В. А. Физико-химические условия образования кимберлитов. Л.: Недра, 1972. 176 с.
- Милашев В. А. Основные тенденции размещения и факторы локализации кимберлитов. — В кн.: Минералогия, геохимия и прогнозирование алмазных месторождений. Л., 1974, с. 78—88.
- Миронов А. Г., Ножкин А. Д. Золото и радиоактивные элементы в рифейских вулканогенных породах (Енисейский кряж). Новосибирск: Наука, 1978. 254 с.
- Мурадян К. М. Базумский рудный район Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1971. 169 с.
- Мушкин И. В. Раннемезозойская щелочно-базальтоидная формация и проблемы состава гранулит-базитового слоя и верхней мантии Южного Тянь-Шаня. Автореф. докт. дис. Новосибирск, 1977. 51 с.
- Мушкин И. В., Брейвинская В. М. Основные черты петрохимии и некоторые вопросы петрогенезиса щелочных базальтоидов Южного Тянь-Шаня. — Изв. АН ТаджССР. Отд-ние физ.-мат. и геол.-хим. наук, 1974, № 2 (52), с. 89—94.
- Мушкин И. В., Ларин Н. М. Тералито-пикритовая ассоциация Северного Нуратау (Западный Узбекистан). — Узб. геол. журн., 1971; № 1, с. 80—82.
- Никишов К. Н. и др. Интрузивное кимберлитовое тело в Алакитском поле. — В кн.:

- Магматические образования северо-востока Сибирской платформы. Якутск, 1975, с. 158—168.
- Нурлыбаев А. Н. Щелочные породы Казахстана и их полезные ископаемые. Алма-Ата: Наука, 1973. 296 с.
- Огородов Н. В., Кожемяка Н. Н., Важевская А. А., Огородова А. С. Вулканы и четвертичный вулканизм Среднего хребта Камчатки. М.: Наука, 1972. 191 с.
- Олейников В. А. Эволюция кайнозойского вулканизма Приморья.— В кн.: Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 79.
- Остапенко В. Ф. Некоторые аспекты новейшей истории прикурильской части Охотского моря в свете изучения подводных вулканов этого региона.— В кн.: Вулканизм Курило-Камчатского региона и острова Сахалин. Владивосток, 1976, с. 34—43.
- Остапенко В. Ф., Кичина Е. Н. Вещественный состав лав подводных вулканов Курильской дуги.— В кн.: Геол. дна Дальневосточных морей. Владивосток, 1977, с. 24—45.
- Остроумова А. С., Румянцева Н. А. Щелочные вулканические формации складчатых областей. Л.: Недра, 1967. 280 с.
- Парначев В. П. Базальтоидные породы быкарской серии Северо-Минусинской котловины (правобережье р. Енисей).— В кн.: Петрология и металлогения базитов. М.: Наука, 1968, с. 9—10.
- Парначев В. П. Кислые вулканические породы быкарской серии северо-западной части Восточного Саяна (бассейн р. Дербино).— В кн.: Вопр. геол. Сибири. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1971, с. 211—212.
- Петров Б. В., Макрыгина В. А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Новосибирск: Наука, 1975.
- Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии/Бобривич А. П., Илупин И. П., Козлов И. Т. и др. М.: Недра, 1964. 190 с.
- Петрография неогеновых вулканических и гипабиссальных пород Советских Карпат/Соболев В. С., Костюк В. П., Бобривич А. П. и др. Киев: Изд-во АН УССР, 1955. 248 с.
- Петрология и перспективы рудоносности трапшов севера Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1978. 289 с.
- Пискунов Б. Н. Вулканизм Большой Курильской гряды и петрология пород высокоглиноземистой серии (на примере островов Уруп и Симушир). Новосибирск: Наука, 1975. 187 с.
- Плошко В. В., Калинин В. В. Океаниты и океанит-анкармиты острова Лорд-Хау (Тихий океан).— Докл. АН СССР, 1975, т. 224, № 5, с. 1166—1169.
- Полушина Л. А. Новые данные об ультраосновных породах Чадобецкого поднятия.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1960, № 40, с. 77—91.
- Предовский А. А., Федотов Ж. А., Ахмедов А. М. Геохимия Печенгского комплекса. Л.: Наука, 1974. 139 с.
- Предовский А. А., Клонин С. Ф., Мележик В. А. Палеотектонические и формационные черты имандраварзугского комплекса на основе геолого-геохимических данных.— В кн.: Геол. и геохим. метаморфических комплексов Кольского полуострова. Апатиты, 1974, с. 110—122.
- Прокопцев Н. Г., Мурдмаа И. О. Щелочные авгититовые лавы со дна Тихого океана.— Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 2, с. 446—448.
- Протерозой северо-восточной окраины Сибирской платформы/Шпунт Б. Р., Шаповалова И. Г., Шамшина Э. А., Лазебник К. А. и др. Новосибирск: Наука, 1979. 215 с.
- Пугин В. А., Хитаров Н. И. Эклогиты как источник кварц-нормативных магм.— Геохимия, 1978а, № 10, с. 1506—1512.
- Пугин В. А., Хитаров Н. И. Экспериментальная петрология глубинного магматизма. М.: Наука, 1978б. 175 с.
- Разицына Л. А. О некоторых особенностях базальтового магматизма Тимана.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1964, № 5, с. 119—132.
- Репечка М. А. Пепловые прослои в донных отложениях зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану.— В кн.: Вопр. геол. и геофиз. окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1974, с. 26—42.
- Ритман А. Вулканы и их деятельность. М.: Изд-во иностр. лит., 1964. 437 с.
- Ритман А. Устойчивые минеральные ассоциации изверженных пород: метод пересчета. М.: Мир, 1975. 288 с.
- Рифейский вулканизм и металлоносность западной части Украинского щита. Киев: Наукова думка, 1968. 169 с.
- Робонен В. И., Светова А. И. Сравнительная петрохимическая характеристика колчеданосных осадочно-вулканогенных формаций нижнего протерозоя Южной Карелии.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 1975, с. 20—31.
- Розанов С. Б., Филатова Л. И. Особенности вулканизма начальных этапов развития протерозойской геосинклинали Улутау (Центральный Казахстан).— Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1972, № 2, с. 58—63.

- Ротарь А. Ф., Швецов П. Н. Вулканогенные породы машакской свиты района г. Ямантау.— В кн.: Магматизм и эндогенная металлогения западного склона Южного Урала. Уфа, 1973, с. 82—90.
- Ротман В. К., Марковский Б. А. О притихоокеанских геосинклинальных базитах.— В кн.: Актуальные вопр. современной петрографии. М.: Наука, 1974, с. 184—194.
- Рудич К. Н. Позднечетвертичный вулкан Балаган - Тас (северо-восток Азии).— В кн.: Современный вулканизм Северо-Восточной Сибири. М.: Наука, 1964, с. 3—44.
- Рудич К. Н. Вулкано-плутонические формации цепи Черского (северо-восток Азии). М.: Наука, 1966. 125 с.
- Рудник Г. Б. Магматические и метаморфические породы впадины Хесса.— В кн.: Геол.-геофиз. исслед. в юго-вост. части Тихого океана. Океанологические исслед. М.: Наука, 1976, № 29, с. 116—125.
- Рудник Г. Б., Кашинцев Г. И. и др. Магматические породы в разрезе земной коры Марианского желоба.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 2, с. 39—47.
- Рудник Г. Б., Матвеев В. В. Особенности химизма и этапы развития вулканических гор поднятия Маркус-Неккер (Тихий океан).— Океанология, 1978, т. XVIII, вып. 3, с. 489—495.
- Румянцева Н. А. Формация щелочных базальтоидов западного склона Урала.— В кн.: Щелочные вулканические формации складчатых областей. М.: Недра, 1967, с. 131—277.
- Румянцева Н. А., Розина Е. П. Вулканические стекла из силурийской спилит-диабазовой формации Мугуджар.— В кн.: Вопр. петрологии вулканитов Урала. Свердловск: 1975, с. 100—110.
- Русанов Б. И. Петрохимический анализ верхнепалеозойских эффузивных и субвулканических пород Саякского рудного района (Центральный Казахстан).— В кн.: Геол. и разведка недр. Вып. 3. Алма-Ата: 1973, с. 34—38.
- Рябчиков И. Д., Богатиков О. А., Бабанский А. Д. Проблемы происхождения щелочнопемельных магм.— Вулканология и сейсмология, 1979, № 1, с. 28—39.
- Савочкина Е. Н. Петрохимические особенности геосинклинального вулканизма хр. Западный Тарбагатай.— В кн.: Вопр. петрохимии. Л.: 1969, с. 269—272.
- Савочкина Е. Н. Поперечные структуры и магматизм хребта Западный Тарбагатай.— Сов. геология, 1968, № 1, с. 133—137.
- Салтыковский А. Я., Оролмаа Д. Позднепалеозойский — мезозойский вулканизм Северной Монголии и Западного Забайкалья. М.: Наука, 1977. 202 с.
- Сахно В. Г. Вулканические зоны Среднего Приамурья. Новосибирск: Наука, 1976. 100 с.
- Сахно В. Г., Вржосек А. А., Моисеенко В. Г. Особенности состава лав дна окраинных морей.— В кн.: Изверженные породы востока Азии. Владивосток, 1976, с. 19—30.
- Светов А. П. Палеовулканология ятулия Центральной Карелии. Л.: Наука, 1972. 120 с.
- Светов А. П., Соколов В. А. Орогенный и платформенный базальтовый вулканизм протерозоя южной части Балтийского щита (на примере Южной и Центральной Карелии).— В кн.: Геол., петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. Т. II. М.: Недра, 1976, с. 125—132.
- Связь мелового и палеогенового вулканизма Армении с типами развития геосинклинальных прогибов/Джрбашян Р. Т., Елисеева О. П., Мнацакян А. Х. и др. М., 1968. 149 с.
- Семенов Д. Ф. Неогеновые магматические формации Южного Сахалина. Хабаровск, 1975. 208 с.
- Семенов И. В. Закономерности распределения элементов-примесей в вулканогенных породах андезито-базальтовой субформации на Среднем Урале.— В кн.: Вулканические образования Урала. Свердловск, 1968, с. 85—108.
- Семенов Г. Г., Любалинская З. П. Вариолит-диабазовые породы Куртушибинского хребта в Западном Саяне.— В кн.: Новые данные к обоснованию региональных магматических схем Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1972, с. 45—47.
- Серавкин И. Б., Косарев А. М. О происхождении контрастных и непрерывных серий базальт-липаритовой формации Южного Урала.— Докл. АН СССР, 1979, т. 245, № 5, с. 1210—1214.
- Сирия. Геология и полезные ископаемые зарубежных стран. Вып. 18. Л.: Недра, 1969. 216 с.
- Слюсарев В. Д., Куликов В. С. Геохимическая эволюция базит-ультрабазитового магматизма протерозоя (юго-восток Балтийского щита). Л., Наука, 1973. 105 с.
- Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 265 с.
- Соболев В. С., Соболев Н. В. Проблема двухэтапного образования земной коры.— Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 2, с. 435—438.

- Соболев В. С. Коэситовые (кварцевые) эколгиты как источник мантийных магм, богатых кремнеземом.— В кн.: Проблемы глубинного магматизма. М.: Наука, 1979, с. 7—11.
- Соловьев Н. С. Главнейшие особенности послемеловых андезитов-базальтов Юго-Восточного Забайкалья.— В кн.: Петрология неоген-четвертичных базальтоидов северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Недра, 1971, с. 5—12.
- Сравнительная палеовулканология среднего и верхнего палеозоя юга Сибири и Восточного Казахстана/Отв. ред. Лучицкий И. В. Новосибирск: Наука, 1966. 292 с.
- Среднепалеозойские интрузии гранитов и сиенитов Кузнецкого Алатау и северо-западной части Восточного Саяна/Богнибов В. И., Довгаль В. Н., Поляков Г. В., Телешев А. Е. Новосибирск: Наука, 1974. 243 с.
- Стадник В. А., Осадчий В. К. Эффузивные карбонатиты зоны сочленения Украинского щита и Донбасса.— Докл. АН УССР, 1978, № 11, с. 984—989.
- Станишева Г. Ультрабазични вулканити в Тамаринския Бакаджик, Ямболско.— Спис. Българ. геол. др-во, 1965, год. 26,2, с. 135—156.
- Станишева Г. Нови данни за вулканизма в Източното Средногорие.— В (кн.: Юбилеен геол. сб. Геол. ин-т Българ. АН и Комит. Геол., 1968, с. 399.
- Станкевич Е. К. Новейший магматизм Большого Кавказа. Л.: Недра, 1976. 232 с.
- Ступак Ф. М. Эволюция химизма кайнозойских эффузивов Байкальской рифтовой системы (на примере Удоканского лавового плато).— Геохимия, 1978, № 1, с. 49—58.
- Суслова С. Н. Петрохимическая характеристика коматитов из нижнедокембрийских вулканогенных комплексов Кольского полуострова.— Зап. ВМО, 1978, вып. 1, с. 42—54.
- Сухов А. Н. К изучению базальтоидных толщ Юго-Западного Дарваза.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 4, с. 46—52.
- Тацинина М. В. и др. О развитии вулканизма в девоне и карбоне Прибалхашья в Центральном Казахстане.— В кн.: Магматические формации и связь с ними полезных ископаемых. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963, с. 77—78.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М.: Изд-во иностр. лит., 1961. 590 с.
- Ткаченко К. Н., Скринник Л. И. Средний состав верхнепалеозойских [образований Илийского пояса.— Сов. геол., 1978, № 6, с. 115—117.
- Тодоров Т. Петрохимична характеристика на магнетите скали в областта югоизточно от Бургас.— Спис. Българ. геол. др-во, 1966, год. XXVII, кн. 3, с. 273—284.
- Трофимов В. С. Основные закономерности размещения алмазных месторождений на древних платформах и в геосинклинальных областях. М.: Недра, 1967. 299 с.
- Устиев Е. К. Анюйский вулкан. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 123 с.
- Флеров Г. Б., Колосков А. В. Щелочной базальтовый магматизм Центральной Камчатки. М.: Наука, 1976. 147 с.
- Францесон Е. В. Петрология кимберлитов. М.: Недра, 1968. 199 с.
- Фролова Т. И., Бурикова И. А. Геосинклинальный вулканизм (на примере восточного склона Южного Урала). М.: Изд-во Моск. ун-та, 1977. 264 с.
- Фролова Т. И., Гуцин А. В. и др. Происхождение базальтов зоны перехода от континента к океану.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1978, т. 53, вып. 3, с. 100—115.
- Фролова Т. И., Рудник Г. Б. Об анортозитовой тенденции дифференциации в вулканических породах ранних стадий развития островных дуг (на примере Южно-Сандвичевой островной дуги).— Вестн. Моск. ун-та, 1974, № 4, с. 20—36.
- Фромберг Э. Д., Эйдельман Л. Е., Козлов С. А. О формации калиевых липаритов.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, т. 50, вып. 6, с. 129—130.
- Хамрабаев И. Х. Пикритовые тела Южного Тянь-Шаня как продукты вещества мантии.— В кн.: Петрология. М.: Наука, 1972, с. 39—47.
- Харзян Э. Х., Куюнджян А. Г. Некоторые основные закономерности строения и состава плиоценовой вулканогенной свиты Армянской ССР.— В кн.: Вулканизм и металлогения Армянской ССР. Вып. 8. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1976, с. 78—86.
- Харин Г. С. Магматические породы Норвежского и Гренландского морей.— В кн.: Результаты глубоководного бурения в Атлантическом океане в 38 рейсе «Гломар Челленджера». Литология и петрография. М.: Наука, 1979, с. 162—186.
- Хатунцева А. Я. Лептитовая формация северо-запада Украинского щита. Киев: Наукова думка, 1977. 140 с.
- Хейсканен К. И., Голубев А. И., Бондарь Л. Ф. Орогенный вулканизм Карелии. Л.: Наука, 1977. 217 с.
- Хераскова Т. Н., Новикова М. З., Зардианшвили Н. И. Особенности состава раннегеосинклинальных вулканогенных формаций Центрального Казахстана.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 6, с. 47—61.
- Хомичев В. Л. Химические составы магматических горных пород Кузнецкого Алатау. Ч. 1. Восточный склон. Новосибирск, 1975. 174 с.
- Цветков А. А. Мезозойский магматизм центральной части Северного Кавказа. М.: Наука, 1977. 183 с.

- Чайников В. И. Некоторые свойства глубоководной пирокластики в Японском море в связи с проблемой подводного вулканизма.— В кн.: Геол. окраинных морей Тихого океана. Владивосток, 1975, с. 96—100.
- Челноков В. П., Шигарев В. Г. Кислые субвулканические образования Сибайского района и некоторые вопросы взаимоотношения их с колчеданным оруденением.— В кн.: Палеовулканизм Урала. Свердловск, 1975, с. 151—163.
- Чернышева В. И., Безруков П. Л. Серпентиниты с гребня Аравийско-Индийского хребта.— Докл. АН СССР, 1966, т. 166, № 4, с. 961—964.
- Чернышева В. И. Петрография и химический состав шаровых лав Центрально-Индийского подводного хребта.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 2, с. 20—26.
- Чернышов Н. М., Бочаров В. Л. Химические составы ультраосновных и основных пород докембрия Воронежского кристаллического массива.— Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1972. 240 с.
- Чубугина В. Л. О щелочно-ультраосновных породах Чадобецкого поднятия и их взаимосвязи.— В кн.: Новые данные по геол. юга Красноярского края. Красноярск: 1964, с. 166—174.
- Чурилин Н. С., Малахова Л. В. История формирования эффузивных и интрузивных членов базальт-трахитовой ассоциации в Тагильском прогибе на Среднем Урале.— В кн.: Проблемы петрологии Урала. Свердловск, 1973, с. 171—177.
- Шарапов И. П. Логический анализ некоторых проблем геологии. М.: Недра, 1977.
- Швецов П. Н., Краев Ю. П., Шумихин Е. А., Ямаев Ф. А. Магматические формации Центрально-Уральского поднятия (в пределах Башкирии).— В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения западного склона Урала. Уфа, 1976, с. 23—31.
- Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. М.: Недра, 1968. 231 с.
- Шехоркина А. Ф. Формации и рудоносность нижнего кембрия хребта Джагды. М.: Наука, 1976. 200 с.
- Шмидт О. А. Тектоника Командорских островов и структура Алеутской гряды. М.: Наука, 1978. 100 с.
- Шпотова Л. В., Ушаков В. Н. Эволюция вулканизма и вулканические циклы западных отрогов Южного Тянь-Шаня.— В кн.: Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 84.
- Эрлих Э. Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. 243 с.
- Ямаев Ф. А., Швецов П. Н. Белятурский вулкан в Ямантауском антиклинории.— В кн.: Магматизм и эндогенная металлогения западного склона Южного Урала. Уфа, 1973, с. 105—111.
- Янко Я. Математико-статистические таблицы. М.: Госстатиздат, 1961. 243 с.
- Ярмолюк В. В. Верхнепалеозойские вулканогенные ассоциации и структурно-петрологические особенности их развития. М.: Наука, 1978. 134 с.
- Яценко Н. Я. Пикриты, меймечиты гор Ичкеульмес и вопросы их генезиса.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1967, № 2, с. 51—56.
- Яценко Н. Я., Файзуллин Э. С. Вулканогенный ордовик района Александровских колчеданно-полиметаллических месторождений (северо-восток Центрального Казахстана).— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1976, № 5, с. 31—41.
- Abbott M. J. A petrological study of the Nandewar volcano, N. S. W., Australia.— Contrib. Miner. Petrol., 1968, v. 20, N 1, p. 115—134.
- Abdel-Monem A. A., Fernandez L. A., Boone G. M. K-Ar ages from the eastern Azores group (Santa Maria, Sao Miguel and the Formigas Islands).— Lithos, 1975, v. 8, N 4, p. 247—254.
- Abe T., Aoki K.-I., Funayama Y. Chemical composition of Neogene Tertiary volcanic rocks from Sendai Area.— J. Japan Assoc. Miner. Petrol. Econ. Geol., 1976, v. 71, N 5, p. 137—146.
- Aires-Barros L., Mattias M. J., Miranda A. M. Preliminary note on the petrology of Madeira Island.— Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciencias, 1974, v. 14, N 1, p. 5—27.
- Alberti A. e. a. Upper Eocene to Early Oligocene shoshonitic volcanism in Eastern Azerbaijan (Iran).— N. Jb. Miner. Abh., 1979, Bd 134, H. 3, S. 248—264.
- Alexander P. O., Paul D. K. Geochemistry and strontium isotopic composition of basalts from the Eastern Deccan volcanic province, India.— Miner. Mag., 1977, v. 41, N 318, p. 165—172.
- Almond D. C. The Sabaloka igneous complex, Sudan.— Philos. Transact. Roy. Soc. Lond., 1977, A, v. 287, N 1348, p. 595—633.
- Amendolagine M., Dell'Anna L., Mattias P. I «Petrischi» del vulcano vicano.— Periodica Miner., 1963a, v. 32, N 1, p. 157—183.
- Amendolagine M., Dell'Anna L., Mattias P. Lave dell'apparato vicano Zona orientale — Soriano — Canepina — Vignanella — Fabrica.— Periodica Miner., 1963b, v. 32, N 1, p. 197—249.
- Anderson A. T. Water in some hypersthenic magmas.— J. Geol., 1979, v. 87, N 5, p. 509—531.
- Anderson C. A. Volcanoes of the Medicine Lake Highland, California.— California Univ. Dept. Geol. Sci. Bull., 1941, v. 25, N 7, p. 347—422.

- Anderson R. N. a. o. Magnetic and petrologic variations along the Galapagos spreading center and their relation to the Galapagos melting anomaly.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1975, v. 86, N 5, p. 683—694.
- Anwar Y. M. Geological investigations in East Greenland. Part V: The petrography of the Prinzen af Wales Bjerger Lavas.— *Medd. Grönland*, 1955, Bd 135, N 1, 32 p.
- Aoki K.-I. Petrology of alkali rocks of the Iki Islands and Higashi — Matsuura district, Japan.— *Sci. Rept. Tohoku Univ.*, 1959, v. 6, ser. 3, p. 261—310.
- Aoki K.-I. Alkaline and calc-alkaline basalts from Capulin Mountain, northeastern New Mexico, U. S. A.— *J. Japan Assoc. Miner. Petrol. Econ. Geol.*, 1967, v. 58, N 4, p. 143—151.
- Aoki K.-I. Petrography and petrochemistry of latest Pliocene olivine tholeiites of Taos area, northern New Mexico, U. S. A.— *Contrib. Miner. Petrol.*, 1967, v. 14., N 1, p. 190—203.
- Aoki K.-I. Petrology of kaersutite-bearing ultramafic inclusions in Iki Island, Japan.— *Contrib. Miner. Petrol.*, 1970a, v. 25, N 2, p. 270—281.
- Aoki K.-I. Petrology of magnetite-bearing ultramafic and mafic inclusions from Iki Island, Japan.— *J. Japan Assoc. Miner. Petrol. Econ. Geol.*, 1970b, v. 64, N 4, p. 107—122.
- Arana V., Barberi F., Santacroce R. Some data on the comendite type area of S. Pietro and S. Antioco Islands, Sardinia.— *Bull. volcanol.*, 1975, v. 38, N 3, p. 725—736.
- Arevalo P. C., Burri C., Weibel M. Zur Petrochemie des Roccamonfina-Vulkans.— *Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt.*, 1962, v. 42, p. 237—268.
- Arndt N. T. Thick layered peridotite — gabbro lava flows in Munro Township, Ontario.— *Canad. J. Earth. Sci.*, 1977, v. 14, N 11, p. 2620—2637.
- Arth J. G., Arndt N. T., Naldrett A. J. Genesis of Archean komatiites from Munro Township, Ontario.— *Geology*, 1977, v. 5, N 10, p. 590—594.
- Assuncao de Torre C. F. Etude petrographica da ilha de Sao Miguel (Acores).— *Comm. Serv. Geol. Portugal.*, 1961, v. 45, p. 81—176.
- Ayranci B., Weibel M. Zum Chemismus der Ignimbrite des Erciyes-Vulkans (Zentral-Anatolien).— *Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt.*, 1973, Bd 53, H. 1, S. 49—60.
- Ayuso R. A., Bence A. E., Taylor S. R. Upper Jurassic tholeiitic basalts from DSDP Leg 11.— *J. Geophys. Res.*, 1976, v. 81, N 23, p. 4305—4325.
- Bailey J. C., Noc-Nygaard A. Chemistry of Miocene plume tholeiites from Northwest Island.— *Lithos*, 1976, v. 9, N 3, p. 185—201.
- Baker B. N., Goles G. G., Leeman W. P., Lindstrom M. M. Geochemistry and petrogenesis of basalt-benmoreite-trachyte suite from the southern part of the Gregory Rift, Kenya.— *Contrib. Miner. Petrol.*, 1977, v. 64, N 3, p. 303—332.
- Baker I. Petrology of the volcanic rocks of Saint Helena Island, South Atlantic.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1969, v. 80, p. 1283—1310.
- Baker P. E. Comparative volcanology and petrology of the Atlantic island-arcs.— *Bull. volcanol.*, 1968, v. 32, N 1, p. 189—206.
- Baker P. E., Buckley F., Holland J. G. Petrology and geochemistry of Easter Island.— *Contrib. Miner. Petrol.*, 1974, v. 44, N 1, p. 85—100.
- Baker P. E., Gass I. G. a. o. The volcanological report of the Royal Society Expedition to Tristan da Cunha, 1962.— *Philos. Trans. Roy. Soc. Lond.*, 1964, A256, N 1075, p. 439—578.
- Baragar W. R. A. Geochemistry of the Yellowknife volcanic rocks.— *Canad. J. Earth Sci.*, 1966, v. 3, N 1, p. 9—29.
- Baragar W. R. A. Major element geochemistry of the Noranda volcanic belt, Quebec— Ontario.— *Canad. J. Earth Sci.*, 1968, v. 5, N 4, pt 1, p. 773—790.
- Baragar W. R. A. The geochemistry of Coppermine River basalts.— *Geol. Surv. Pap.*, Canada, 1969, v. 69, 43 p.
- Barberi F., Borsi S. a. o. Strontium isotopic composition of some recent basic volcanites of the southern Tyrrhenian Sea and Sicily Channel.— *Contr. Miner. Petrol.*, 1969, v. 23, N 2, p. 157—172.
- Barberi F., Bizouard H. a. o. Age and nature of basalts from the Tyrrhenian Abyssal Plane.— *Initial Reports DSDP*, 1978, v. 42, pt. 1, p. 509—514.
- Barberi F., Santacroce R., Varet J. Silicic peralkaline volcanic rocks of the Afar Depression (Ethiopia).— *Bull. volcanol.*, 1975, v. 38, N 3, p. 755—790.
- Bardet M. G. Metakimberlites.— In: *Intern. conf. on kimberlites*. Univ. Cape Town, 1973, p. 15—17.
- Bass M. N. a. o. Volcanic rocks cored in Central Pacific, Leg 17, Deep Sea Drilling Project.— *EOS (Trans. Amer. Geophys. Union)*, 1973, v. 54, N 11, p. 991—995.
- Battaglia M. a. o. Rare earth element and other trace element distribution and the origin of the Iblean magmas.— *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 1976, v. 1, N 4, p. 331—346.
- Baxter A. N. Petrology of the Older Series lavas from Mauritius, Indian Ocean.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1975, v. 86, N 10, p. 1449—1458.
- Baxter A. N. Geochemistry and petrogenesis of primitive alkali basalt from Mauritius, Indian Ocean.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1976, v. 87, N 7, p. 1028—1034.
- Bender J. F., Hodges F. N., Bence A. E. Petrogenesis of basalts from the Project

- FAMOUS area: experimental study from 0 to 15 kbars.— *Earth Planet. Sci. Lett.* 1978, v. 41, N 3, p. 277—302.
- Benson W. N.** The basic igneous rocks of Eastern Otago and their tectonic environment. Part 2,3.— *Trans. Royal Soc. N. Z.*, 1942, v. 72, pt 1, 2, p. 85—118, 160—185.
- Benson W. N.** The basic igneous rocks of Eastern Otago and their tectonic environment. Part 4.— *Trans. Royal Soc. N. Z.*, 1944, v. 74, pt 1, p. 71—123.
- Bentor Y.** La Chaîne des Puys (Massif Central Français). *Recherches géologiques et pétrographiques.*— *Bull. Serv. carte géol. France*, 1954, T. 52, N 242. 434 p.
- Bertrand H., Coffrant D.** Geochemistry of tholeiites from North—East American Margin, correlation with Morocco.— *Contrib. Miner. Petrol.*, 1977, v. 63, N 1, p. 65—74.
- Bickle M. J., Martin A., Nisbet E. G.** Basaltic and peridotitic komatiites and stromatolites above a basal unconformity in the Belingwe Greenstone belt, Rhodesia.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1975, v. 27, N 2, p. 155—162.
- Bishop A. C., Woolley A. R., Din V. K.** A basalt-trachyte-phonolite series from Pu, Marquesas Islands, Pacific Ocean.— *Contrib. Miner. Petrol.*, 1973, v. 39, N 4, p. 309—326.
- Black P. M.** Observations on White Island Volcano. New Zealand.— *Bull. volcanol.*, 1970, v. 34, N 1, p. 158—167.
- Black P. M., Brothers R. N.** Blueschist ophiolites in the Melange Zone, Northern New Caledonia.— *Contrib. Miner. Petrol.*, 1977, v. 65, N 1, p. 69—78.
- Blake D. H., Mieztis Y.** Geology of Bougainville and Buka Islands, New Guinea.— *Canberra*, 1967, v. 93, 56 p.
- Bloomfield K.** The age and significance of the Tenango Basalt, Central Mexico.— *Bull. volcanol.*, 1973, v. 37, p. 586—595.
- Bloomfield K.** A Late-Quaternary monogenic volcano field in Central Mexico.— *Geol. Rundschau*, 1975, Bd 64, H. 2, S. 476—497.
- Bloomfield K., Valastro S.** Late Pleistocene eruptive history of Nevado de Toluca volcano, Central Mexico.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1974, v. 85, p. 901—906.
- Boccaletti M. a. o.** Late Cretaceous high-potassium volcanism in eastern Srednogie Bulgaria.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1978, v. 89, N 3, p. 439—447.
- Borcos M., Lang B. e. a.** Evolutia vulcanismului neogen in partea centrala a Muntilor Gutti (Baita—Certeze—Sapinta—Baja Sprie).— *Inst. Geol. Stud., tehn-econ. ser. 1, Bucuresti*, 1973, N 9, p. 7—34.
- Borcos M., Peltz S. e. a.** Considerati petrochimice si geochemice asupra vulcanitelor neogene din Muntii Gutti (1. Andezite piroxenice sarmatiene).— *Inst. Geol. Stud., tehn-econ. ser. 1, Bucuresti*, 1973, N 9, r. 36—57.
- Booth B., Croasdale R., Walker G. P. L.** A quantitative study of five thousand years of volcanism on Sao Miguel, Azores.— *Phil. Trans. Roy. Soc., Lond.*, 1978, A288, N 1352, p. 271—319.
- Borsi S., Ferrara G. a. o.** Geochronology and petrology of Recent volcanics in Eastern Aegean Sea (West Anatolia and Lesvos Island).— *Bull. volcanol.*, 1973, v. 36, N 3, p. 473—496.
- Borsi S., Marinelli G. a. o.** Reconnaissance of some ignimbrites at Pantelleria and Aeolian Islands.— *Bull. volcanol.*, 1963, v. 25, N 5, p. 359—369.
- Boudette E. L., Ford A. B.** Physical properties of anorthoclase from Antarctica.— *Amer. Miner.*, 1966, v. 51, N 9—10, p. 1374—1387.
- Bosch J. L.** The petrology of some kimberlite occurrences in the Barkley West District, Cape Province.— *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, 1971, v. 74, p. 75—102.
- Broch O. A.** Two contributions to Antarctic petrography: 1. Lavas of Bouvet Island.— *Sci. Results Norw. Antarct. Exped.*, 1927—28, 1946, v. 18, p. 1—64.
- Brooks C. K., Rucklidge J. C.** A Tertiary lamprophyre dike with high pressure xenoliths and megacrysts from Wiedemanns Fjord, East Greenland.— *Contrib. Miner. Petrol.*, 1973, v. 42, p. 197—212.
- Brooks C. K., Nielsen T. F. D., Petersen T. S.** The Blossville Coast Basalts of East Greenland: their occurrence, composition and temporal variations.— *Contrib. Miner. Petrol.*, 1976, v. 58, N 3, p. 279—292.
- Brothers R. N.** Petrochemical affinities of volcanic rocks from the Tonga-Kermadec Island Arc, Southwest Pacific.— *Bull. volcanol.*, 1970, v. 34, N 1, p. 308—329.
- Brothers R. N., Martin K. R.** The geology of Macauley Island, Kermadec group, Southwest Pacific.— *Bull. volcanol.*, 1970, v. 34, N 1, p. 330—346.
- Brothers R. N., Searle E. J.** The geology of Raoult Island, Kermadec group, Southwest Pacific.— *Bull. volcanol.*, 1970, v. 34, N 1, p. 7—37.
- Brotzu P., Morbidelli L., Piccirillo E. M., Traversa G.** Petrological features of Boseti Mountains, a complex volcanic system in the axial portion of the Main Ethiopian Rift.— *Bull. volcanol.*, 1974, v. 38, N 1, p. 206—234.
- Brotzu P., Morbidelli L., Piccirillo E. M., Traversa G.** Transitional basalts of alkaline or tholeiitic affinity in the Somali Trap Series (south—eastern margin of the Main Ethiopian Rift from 8°40' to 8°70' lat.).— *Bull. volcanol.*, 1975, v. 38, N 2, p. 254—269.
- Brousse R.** Recueil des analyses chimiques des roches volcaniques tertiaires et quaternaires.

- res de la France.— Bull. Serv. carte geol. France, 1961a, v. 58, N 263, 140 p.
- Brousse R.** Minéralogie et pétrographie des roches volcaniques du Mont-Dore (Auvergne).— Bull. Soc. Franc. Miner. Cristallogr., 1961b, v. 84, p. 131—186.
- Brousse R., Varet J.** Les trachytes du Cantal septentrional et du Mont-Dore, leurs enclaves.— Bull. Soc. geol., France, 1966, t. 8, p. 246—262.
- Brown G. M. a. o.** Geochemistry of the Lesser Antilles volcanic island arc.— *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1977, v. 41, N 6, p. 785—801.
- Bryan W. B.** Regional variation and petrogenesis of basalt glasses from the FAMOUS area, Mid-Atlantic Ridge.— *J. Petrol.*, 1979, v. 20, pt 2, p. 293—325.
- Bryan W. B.** Geology and petrology of Clarion Island, Mexico.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1967, v. 78, N 12, p. 1461—1476.
- Bryan W. B., Frey F. A., Thompson G.** Oldest Atlantic seafloor: Mesozoic basalts from Western North Atlantic margin and Eastern North America.— *Contrib. Miner. Petrol.*, 1977, v. 64, N 2, p. 223—242.
- Bultitude R. J.** Flood basalts of probably Early Cambrian age in Northern Australia.— In: *Volcanism in Australasia*. Elsevier. Sci. Publ. Co., Amsterdam — Oxford — New York, 1976, p. 1—20.
- Bultitude R. J., Johnson R. W., Chappell B. W.** Andesites of Bagana volcano, Papua New Guinea: chemical stratigraphy, and a reference andesite composition.— *BMR. J. Austral. Geol. Geophys.*, 1978, v. 3, N 4, p. 281—295.
- Burri C., Sonder R. A.** Beitrage zur Geologie und Petrographie des jungtertiären und rezenten Vulkanismus in Nicaragua.— *Zeitschr. Vulkanol.*, 1936, Bd 17, H. 1/2, S. 34—92.
- Burri C., Soptajanova G.** Petrochemie der jungen Vulkanite der Inselgruppe von Milos (Griechenland) und deren Stellung im Rahmen der Kykladenprovinz.— *Vierteljahrsschr. naturforsch. Gesellsch., Zürich*, 1967, 112, S. 1—27.
- Burri C., Tatar Y., Weibel M.** Zur Kenntnis der jungen Vulkanite der Halbinsel Bodrum (SW — Türkei).— *Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt.*, 1967, Bd 47, H. 2, S. 833—854.
- Byerly G. R., Melson W. G., Vogt P. R.** Rhyodacites, andesites, ferrobasalts and ocean tholeiites from the Galapagos spreading center.— *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 1976, v. 30, N 2, p. 215—221.
- Cameron E. M., Durham C. C.** Geochemical studies in the eastern part of the Slave structural province, 1973 — Turay, Mariette. With a contribution on the petrology of the volcanic rocks.— *Geol. Surv. Canad. Paper* 74—27, 1974, p. 1—22.
- Cann J. R.** Spilites from the Carlsberg Ridge, Indian Ocean.— *J. Petrol.*, 1969, v. 10, p. 1—19.
- Cann J. R.** Petrology of the basement rocks from Palmer Ridge, N. E. Atlantic.— *Philos. Trans. Roy. Soc. London*, 1971a, ser. A., v. 268, N 1192, p. 605—617.
- Cann J. R.** Major element variations in ocean — floor basalts.— *Philos. Trans. Roy. Soc. London*, 1971b, ser. A, v. 268, p. 495—505.
- Cann J. R., Vine F. J.** An area on the crest of the Carlsberg Ridge: petrology and magmatic survey.— *Philos. Trans. Roy. Soc. London*, 1966, v. 259.
- Carapezza M.** Caratteri petrochimici e litologici delle lave dell'Etna.— *Acta miner. Alpina*, 1962, v. 8, p. 181—248.
- Carmichael I. S. E.** Pantelleritic liquids and their phenocrysts.— *Min. Mag.*, 1962, v. 33, p. 86.
- Carmichael I. S. E.** The petrology of Thingmuli — a Tertiary volcano in Eastern Iceland.— *J. Petrol.*, 1964, v. 5, N 3, p. 1815—1841.
- Cas R.** Silicic lavas in Paleozoic flyschlike deposits in New South Wales, Australia: Behavior of deep subaqueous silicic flows.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1978, v. 89, N 12, p. 1708—1714.
- Chalot-Prat F., Le Call J.** Pétrographie des ignimbrites et des dépôts volcanoclastiques associés dans le Cambrien de l'est du Massif Armoricain.— *Bull. B. R. G. M.*, 1978 (deux. sér.), sect. 1, N 3, p. 187—205.
- Chase R. L.** Basalt from the axial trough of the Red Sea.— In: *Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea*. N. Y., Springer-Verlag, 1969, p. 122—128.
- Chayes F.** Relative abundance of intermediate members of the oceanic basalt — trachyte association.— *J. Geophys. Res.*, 1963, v. 68, N 5, p. 1519—1534.
- Cheminee J. L.** Distribution de l'uranium, du thorium et du potassium dans les roches volcaniques de l'Afar septentrional (Ethiopie).— *Bull. volcanol.*, 1970, v. 34, N 1, p. 168—195.
- Cherotzky G.** Vulkanites récentes du Moyen Atlas septentrional et de la Grande Comore (Archipel des Comores).— *Mines et Geol.*, Rabat, 1975, N 37, p. 7—38.
- Chiba M.** Genesis of magmas producing pumice flow and fall deposits of Towada Caldera, Japan.— *Bull. volcanol.*, 1966, v. 29, N. 5, p. 545—558.
- Ciesla A.** Geochimia pierwiastków śladowych w wulkanitach permsko-karbońskich niecki śródsudeckiej.— *Archiwum miner.*, Warszawa, 1976, t. 32, z. 2, p. 93—166.
- Chikhaoni M., Dupuy C., Dostal J.** Geochemistry of late Proterozoic volcanic rocks from

- Tassendjanet area (N. W. Hoggar, Algeria).— *Contrib. Miner. Petrol.*, 1978, v. 66, N 2, p. 157—164.
- Civetta L., De Fino M., La Volpe L., Lirer L.** Geochemical trends in the alkali basaltic suite of the Assab Range (Ethiopia).— *Chem., Geol.*, 1974, v. 13, N 1, p. 149—162.
- Civetta L., La Volpe L., Lirer L.** K-Ar ages of the Yemen Plateau.— *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 1978, v. 4, N 3/4, p. 307—314.
- Clark E. E.** Late Cenozoic volcanic and tectonic activity along the eastern margin of the Great Basin, in the proximity of Cove Fort, Utah.— In: *Geol. Studies*, Brigham Young Univ., 1977, v. 24, pt 1, p. 87—114.
- Clark J. G., Dymond J.** Geochronology and petrochemistry of Easter and Sala y Gomez Islands: implications for the origin of the Sala y Gomez Ridge.— *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 1977, v. 2, N 1, p. 24—48.
- Clarke D. B.** Tertiary basalts of Baffin Bay: possible primary magma from the mantle.— *Contrib. Miner., Petrol.*, 1970, v. 25, N 3, p. 203—224.
- Clarke D. B.** Tertiary basalts dredged from Baffin Bay.— *Canad. J. Earth Sci.*, 1975, v. 12, N 8, p. 1396—1405.
- Colantoni P. e. a.** Il Banco Gracham: un vulcano recente nel canale di Sicilia.— *Giorn. di Geologia*, Bologna, 1975—1976, ser. 2a, v. 40, N 1, p. 141—162.
- Cole J. W.** Petrography of the rhyolite lavas of Tarawera volcanic complex.— *N. Z. J. Geol. Geophys.*, 1970a, v. 13, N 4, p. 903—924.
- Cole J. W.** Petrology of the basic rocks of the Tarawera volcanic complex.— *N. Z. J. Geol. Geophys.*, 1970b, v. 13, N 4, p. 925—936.
- Cole J. W.** High-alumina basalts of Taupo volcanic zone, New Zealand.— *Lithos*, 1973, v. 6, N 1, p. 53—64.
- Cole J. W., Ewart A.** Contributions to the volcanic geology of the Black Island, Brown Peninsula and Cape Bird areas, McMurdo Sound, Antarctica.— *N. Z. J. Geol. Geophys.*, 1968, v. 11, N 4, p. 793—828.
- Cole J. W., Teoh L. H.** Petrography, mineralogy and chemistry of Pureora andesite volcano, North Island, New Zealand.— *N. Z. J. Geol. Geophys.*, 1975, v. 18, N 2, p. 259—272.
- Coleman R. G., Tatsumoto M.** Red Sea basalts.— *EOS (Transact. Amer. Geophys. Union)*, 1973, v. 54, N 11, p. 1001—1002.
- Colley H., Warden A. J.** Petrology of the New Hebrides.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1974, v. 85, N 10, p. 1635—1646.
- Collins R. F.** Volcanic rocks of northeastern New Mexico.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1949, v. 60, N 6, p. 1017—1040.
- Condie K. C., Hayslip D. L.** Young bimodal volcanism at Medicine Lake volcanic center, northern California.— *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1975, v. 39, N 8, p. 1165—1178.
- Condie K. C., Viljoen M. J., Kable E. J. D.** Effects of alteration on element distributions in Archean tholeiites from the Barberton Greenstone Belt, South Africa.— *Contrib. Miner. Petrol.*, 1977, v. 64, N 1, p. 76—89.
- Contribution à la géologie des Antilles françaises.** *Bull. B. R. G. M. (deux. sér.)*, 1976, sect. 4, géol. générale, N 4, 396 p.
- Cooke R. J. S. a. o.** Striking sequence of volcanics in the Bismarck volcanic arc, Papua New Guinea, in 1972—75.— In: *Volcanism in Australasia*. Elsevier Sci. Publ. Co. Amsterdam — Oxford — New York, 1976, p. 133—172.
- Coombs D. S.** Dunedin volcanic complex and Waipiata volcanic formation (Upper Miocene to Early Pliocene).— *Inform. Ser., N. Z. Dept Sci. and Industr. Res.*, 1965, N 51, p. 54—67.
- Coombs D. S., Wilkinson J. F. G.** Lineages and fractionation trends in undersaturated volcanic rocks from the East Otago Volcanic Province (New Zealand) and related rocks.— *J. Petrol.*, 1969, v. 10, N 3, p. 440—501.
- Cordani U. G., Vadoros P.** Basaltic rocks of the Parana Basin.— In: *Problems in Brazilian Gondwana geology*. Univ. Federal., Inst. Geol., Curitiba, Brazil, 1967, p. 207—231.
- Cosgrove M. E.** The geochemistry of the potassium — rich Permian volcanic rock of Devonshire, England.— *Contrib. Miner. Petrol.*, 1972, v. 36, N 2, p. 155—170.
- Coulon C., Baque L., Dupuy C.** Les andésites cénozoïques et les laves associées en Sardaigne nord-occidentale (Provinces du Logudoro et du Bosano). Caractères mineralogiques et chimiques.— *Contrib. Miner. Petrol.*, 1973, v. 42, N 1, p. 125—139.
- Cox K. G.** The Karroo volcanic cycle.— *J. Geol. Soc. London*, 1972a, v. 128, pt 4, p. 314—336.
- Cox K. G.** Karroo lavas and associated igneous rocks of Southern Africa.— *Bull. volcanol.*, 1972b, v. 35, N 4, pt 2, p. 867—886.
- Cox K. G., Gass I. C., Mallick D. I. J.** The peralkaline volcanic suite of Aden and Little Aden, South Arabia.— *J. Petrol.*, 1970, v. 11, N 3, p. 433—461.
- Cox K. G., Macdonald R., Hornung G.** Geochemical and petrographic provinces in the Karroo basalts of southern Africa.— *Amer. Miner.*, 1967, v. 52, p. 1451—1474.
- Cox K. G., Johnson R. L., Monkman L. J. a. o.** The geology of the Nuanetsi Igneous Province.— *Phil. Trans., Roy. Soc.*, 1965, v. 257, p. 71—218.

- Cox K. G., Jamieson B. G. The olivine — rich lavas of Nuanetsi: a study of polybaric magmatic evolution.— *J. Petrol.*, 1974, v. 15, N 2, p. 269—301.
- Cristofolini R., Battaglia M. Le manifestazioni basaltiche della zona di Francofonte nel Quadro del vulcanismo dell' Altopiano Ibleo.— *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 1975, v. 94, p. 185—207.
- Cundry A. Petrology of the leucite — bearing lavas in New South Wales.— *J. Geol. Soc. Australia*, 1973, v. 20, N 4, p. 465—491.
- Cundry A., Mattias P. P. Evolution of the Vico Lavas, Roman Volcanic Region, Italy.— *Bull. volcanol.*, 1974, v. 38, N 1, p. 98—114.
- Dallwitz W. B., Green D. H., Thompson J. E. Clinoenstatite in a volcanic rock from the Cape Vogel area, Papua.— *J. Petrol.*, 1966, v. 7, N 3, p. 375—403.
- Dallwitz W. B. Chemical composition and genesis of clinoenstatite — bearing volcanic rocks from Cape Vogel, Papua: a discussion.— 23 Intern. Geol. Congr., Prague, 1968, sect. 2, p. 229—242.
- Daly R. A. The geology of Ascension Island.— *Proc. Amer. Acad. Arts Sci.*, 1925, v. 60, N 1, 80 p.
- Daly R. The geology of St. Helena Island.— *Proc. Amer. Acad. Arts Sci.*, 1927, v. 62, N 2, p. 1—92.
- Danchin R. V. a. o. The composition of late stage kimberlite liquids as revealed by nucleated autoliths.— In: *Physics and Chemistry of the Earth*, 1975, v. 9, p. 235—245.
- Dawson J. B. Basutoland kimberlites.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1962, v. 73, N 5, p. 545—560.
- Dawson J. B., Hawthorne J. B. Magmatic sedimentation and carbonatitic differentiation in kimberlite sills at Benfontein, South Africa.— *J. Geol. Soc. London*, 1973, v. 129, p. 61—85.
- Dawson J. B., Powell D. The natron Engaruka explosion crater area, Northern Tanzania.— *Bull. volcanol.*, 1970, v. 33, N 3, p. 791—817.
- Day A. L., Allen E. T. The volcanic activity and hot springs of Lassen Peak. Carnegie Inst. Washington, 1925. 190 p.
- De Fino M., La Volpe L., Lirer L. Volcanology and petrology of the Assab Range (Ethiopia).— *Bull. volcanol.*, 1973, v. 37, N 1, p. 95—110.
- Denaeyer M.-E., Schellinck F., Coppez A. Recueil d'analyses des laves du fossé tectonique de l'Afrique Centrale (Kivu, Rwanda, Toro — Ankole).— *Ann. Mus. Roy. Afr. Centr. (Belgique)*, 1965, ser. in-8°, Sci. géol., N 49. 234 p.
- Derrick G. M., Gellatly D. C. New leucite lamproites from the West Kimberley, Western Australia.— *Dept Nat. Develop., Bureau Miner. Res. Geol. Geophys.*, Bull. 125, Geol. Pap. 1969, Canberra, 1972, p. 103—120.
- Deshmukh S. S. Geology of the area around Taljhari and Berhat, Rajmahal Hills, Santal Paraganas, Bihar, with a discussion on the differentiation trends in the Rajmahal Traps.— 22 Intern. Congr. Proceed., New Delhi, 1964, sect. 7, p. 61—84.
- Desmet A. P. Evidence of co-genesis of the Troodos lavas, Cyprus.— *Geol. Mag.*, 1976, v. 113, N 2, p. 165—168.
- Dietrich V., Emmermann R., Puchelt H., Keller J. Oceanic basalts from the Tyrrhenian Basin, DSDP Leg 42A, Hole 373a.— *Initial Reports DSDP*, 1978, v. 42, pt 1, p. 515—530.
- Dietrich V., Emmermann R., Oberhänsli R., Puchelt H. Geochemistry of basaltic and gabbroic rocks from the West Mariana Basin and the Mariana Trench.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1978, v. 39, N 1, p. 127—144.
- Dickey J. S. Jr. a. o. Geochemistry and petrology of dredged basalts from the Bouvet triple junction, South Atlantic.— *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1977, v. 41, N 8, p. 1105—1118.
- Di Paola G. M. The Ethiopian Rift Valley (between 7°00' and 8°40' lat. North).— *Bull. volcanol.*, 1973, v. 36, N 4, p. 517—560.
- Di Paola G. M. The Island of Linosa (Sicily Channel).— *Bull. volcanol.*, 1974, v. 37, N 2, p. 149—174.
- Di Paola G. M. Volcanology and petrology of Nisyros Island (Dodecanese, Greece).— *Bull. volcanol.*, 1975, v. 38, N 4, p. 944—987.
- Dmitriev L. V. Petrochemical study of the basaltic basement of the Mid-Indian Ridge: Leg 24, Djibouti to Mauritius.— *Initial Reports DSDP*, 1974, v. 24, p. 767—779.
- Donnelly T. W. Geology of St. Thomas and St. John, U. S. Virgin Islands.— In: *Caribbean Geological Investigations*. Geol. Soc. Amer. Mem. 98, 1966, p. 85—176.
- Donnelly T. W., Kay R., Rogers J. W. Chemical petrology of Caribbean basalts and dolerites: Leg 15, Deep Sea Drilling Project.— *EOS (Trans. Amer. Geophys. Union)*, 1973, v. 54, N 11, p. 1002—1004.
- Dostal J., Dupuy C., Coulon C. Rare-earth elements in high-alumina basaltic rocks from Sardinia.— *Chem. geol.*, 1976, v. 18, N 4, p. 251—262.
- Drever H. I. The geology of Ukekent Eiland, West Greenland. Pt. 2. The picritic sheets and dykes of the East Coast.— *Medd. Grönland*, 1956, Bd 137, N 4, 39 p.
- Drever H. I., Johnston R. Crystal growth of forsteritic olivine in magmas or melts.— *Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, 1958, v. 63, pt 2, N 13, p. 289—317.
- Dumitriu Ch., Webber R., David M. Correspondence analysis applied to a comparison

- of some rhyolitic zones in the Noranda Area (Quebec, Canada). *Mathem. Geol.*, 1979, v. 11, N 3, p. 299—307.
- Dunn P. R., Brown M. C. North Australian plateau volcanics.— *Geol. Soc. Austral. Spec. Publ.*, Canberra, 1969, N 2, p. 117—122.
- Edwards A. B. The Tertiary volcanic rocks of Central Victoria.— *Quart. J. Geol. Soc.*, London, 1938, v. 94, p. 243—320.
- Eifler G. K. Jr. Geology of the Santjago Peak quadrangle, Texas.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1943, v. 54, p. 1613—1644.
- El-Hinnawi E. E. Petrochemical characters of African volcanic rocks. Pt 2. East Africa.— *Neues J. Miner., Monatshefte*, 1964, H. 6, S. 166—187.
- Elliot D. H. Major oxide chemistry of the Kirkpatric Basalt, Central Transantarctic Mountains.— In: *Antarctic Geol. and Geophys. Uninvestitetsforlaget, Oslo*, 1972, p. 413—418.
- Elston W. a. o. Progress report on the Mogollon Plateau Volcanic Field, Southwestern New Mexico. N 3. Surface expression of a pluton.— In: *Cenozoic volcanism in Southeastern New Mexico. New Mexico Geol. Soc. Spec. Publ. 5*, 1976, p. 3—28.
- Engel A. E. J., Engel C. G. Igneous rocks of the East Pacific Rise.— *Science*, 1964, v. 146, p. 477—485.
- Engel C. G., Fisher R. L. Granitic to ultramafic rock complexes of the Indian Ocean ridge system, Western Indian Ocean.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1975, v. 86, N 11, p. 1553—1578.
- Engel C. G., Chase T. E. Composition of basalts dredged from seamounts off the west coast of Central America.— *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 525-c*, 1965, p. 161—163.
- Eremeev V. V. Petrology of basalts, Leg 41.— *Initial Reports DSDP*, 1978, v. 41, p. 1103—1106.
- Erickson R. L. Stratigraphy and petrology of the Tascotal Mesa quadrangle, Texas.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1953, v. 64, N 12, p. 1353—1386.
- Ewart A. Petrology and petrogenesis of the Quaternary pumice ash in the Taupo area, New Zealand.— *J. Petrol.*, 1963, v. 4, N 3, p. 392—431.
- Ewart A. The petrography of the Central North Island rhyolitic lavas, New Zealand.— *J. Geol. Geophys.*, 1968, v. 11, N 2, p. 478—545.
- Ewart A. A petrological study of the younger Tongan andesites and dacites, and the olivine tholeiites of Niua Fo'ou Island, S. W. Pacific.— *Contrib. Miner. Petrol.* 1976, v. 58, N 1, p. 1—21.
- Ewart A., Bryan W. B. The petrology and geochemistry of the igneous rocks from Eua, Tongan Islands.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1972, v. 83, N 11, p. 3281—3298.
- Ewart A., Bryan W. B., Gill J. B. Mineralogy and geochemistry of the younger volcanic islands of Tonga, S. W. Pacific.— *J. Petrol.*, 1973, v. 14, N 3, p. 429—465.
- Ewart A., Mateen A., Ross J. A. Review of mineralogy and geochemistry of Tertiary central volcanic complexes in Southeast Queensland and Northeast New South Wales.— In: *Volcanism in Australasia. Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam — Oxford — New — York*, 1976, p. 21—39.
- Ewart A., Stipp J. J. Petrogenesis of the volcanic rocks of the Central North Island, New Zealand, as indicated by a study of the Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> ratios, and Sr, Rb, K, U and Th abundances.— *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1968, v. 32, N 7, p. 699—736.
- Ewart A., Taylor S. R., Capp A. C. Geochemistry of pantellerites of Mayor Island, New Zealand.— *Contrib. Miner. Petrol.*, 1968, v. 17, N 2, p. 116—140.
- Faust G. T. A review and interpretation of the geologic setting of the Watchung Basalt Flows, New Jersey.— *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 864-A*, Washington, 1975, 42 p.
- Fawcett J. J., Brooks C. K., Rucklidge J. C. Chemical petrology of Tertiary flood basalts from the Scoresby Sund area.— *Medd. Grönland*, 1973, Bd 195, N 6. 54 p.
- Ferguson L. J., Edgar A. D. The petrogenesis and origin of the analcime in the volcanic rocks of the Crownsnest Formation, Alberta.— *Canad. J. Earth Sci.*, 1978, v. 15, N 1, p. 69—77.
- Ferrara G. a. o. Ocean-floor affinity of basalts from North Apennine ophiolites: geochemical evidence.— *Chem. Geol.*, 1976, v. 17, N 2, p. 101—111.
- Fiala F. Proterozoický vulkanismus Barrandienu a problematica spilitu.— In: *Sborn. geol. ved, Geologie*, 30, 1977. 247 S.
- Fitton J. G., Hughes D. J. Petrochemistry of the volcanic rocks of the Island of Principe, Gulf of Guinea.— *Contrib. Miner. Petrol.*, 1977, v. 64, N 3, p. 257—272.
- Flower M. F. I. Evolution of basaltic and differentiated lavas from Anjouan, Comores Archipelago.— *Contrib. Miner. Petrol.*, 1973, v. 38, p. 237—260.
- Fodor R. V., Husler J. W., Kumar N. Petrology of volcanic rocks from an aseismic rise: implications for the origin of the Rio Grande Rise, South Atlantic Ocean.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1977, v. 35, N 2, p. 225—233.
- Forbes R. B. Ultrabasic inclusion from the basalts of the Hut Point area, Ross Island, Antarctica.— *Bull. volcanol.*, 1963, v. 26, p. 13—21.
- Forbes R. B., Banno S. Nickel — iron content of peridotite inclusion and cognate olivine from an alkali-olivine basalt.— *Amer. Miner.*, 1966, v. 51, p. 130—140.

- Forgáč J. Geochemia ryolitov Slovenska.— In: Zbornik geol. vied, Západne Karpaty. Bratislava, 1970, 12, c. 137—192.
- Forgáč J. Trace elements in basalts of Slovakia.— In: Geol. zbornik.— Geologica Carpathica. Bratislava, 1970, v. 21, N 2, s. 239—260.
- Forgáč J., Kupec G. Stopove prvky v neovulkanitoch Slovenska.— In: Západne Karpaty, ser. miner., petrogr., geochem. Bratislava, 1974, N 1, c. 137—215.
- Frechen J., Vieten K. Petrographie der Vulkanite des Siebengebirges, I, II.— Decheniana, 1970, Bd 122, H. 2, S. 337—377.
- Fryer B. J., Jenner G. A. Geochemistry and origin of the Archean Prince Albert Group volcanics, western Melville Peninsula, Northwest Territories, Canada.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1978, v. 42, N 11, p. 1645—1654.
- Fryer P. Petrology of some volcanic rocks from the northern Fiji Plateau.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1974, v. 85, N 11, p. 1717—1720.
- Furnes H., Skjerlie F. J., Tysseland M. Plate tectonic model based on greenstone geochemistry in the Late Precambrian — Lower Palaeozoic sequence in the Solund — Stavfjorden areas, West Norway.— Norsk Geol. Tidsskrift, 1976, v. 86, N 2, p. 161—186.
- Fuster J. M. Evolucion magmatica de la Provincia de la Guelaya (Norte de Marruecos).— In: Vulcanologia del Cenozoico, Congr. Geol. Intern., 20 sess., sect. 1. Mexico, D. F., 1957, p. 71—100.
- Füster J. M., Arana V., Brandlie J. L. e. a. Geologia y volcanologia de las Islas Canarias. Tenerife. Madrid, Inst. «Lucas Mallada», 1968, 218 p.
- Füster J. M., Hernandez-Pacheco A., Munoz M. e. a. Geologia y volcanologia de las Islas Canarias. Gran Canaria. Madrid, Inst. «Lucas Mallada», 1968, p. 169—243.
- Gale G. H. Paleozoic basaltic komatiite and ocean-floor type basalts from northeastern Newfoundland.— Earth Planet. Sci. Lett., 1973, v. 18, N 1, p. 22—28.
- Game P. M. Petrology of Lord Howe Island. Pt 1. The younger volcanics.— British Mus. (Nat. Hyst.) Bull. Miner. London, 1970, v. 2, N 5, 284 p.
- Garbarino C., Maccioni L. Contributi alla conoscenza delle vulcaniti dell isola di S. Pietro (Sardegna Sud-Occidentale). Nota I — Le comenditi.— Period. Miner., 1968, v. 37, p. 896—983.
- Gass I. G. Ultrabasic pillow-lavas from Cyprus.— Geol. Mag., 1958, v. 95, N 3, p. 241—251.
- Gass I. G. The evolution of volcanism in the junction area of the Red Sea, Gulf of Aden and Ethiopian rifts.— Philos. Trans. Roy. Soc. London, 1970, v. 267, N 1181, p. 369—381.
- Gass I. G., Mallick D. I. J. Jebel Khariz: an Upper Miocene strato — vulcano of comenditic affinity on the South Arabian coast.— Bull. volcanol., 1968, v. 32, N 1, p. 33—88.
- Gass I. G., Mallick D. I. J., Cox K. G. Volcanic islands of the Red Sea.— J. Geol. Soc. London, 1973, v. 129, pt 3, p. 273—310.
- Gates O., Powers H. A., Wilcox R. E. Geology of the Near Islands, Alaska.— U. S. Geol. Surv. Bull., 1971, v. 1028-U, p. 709—822.
- Ghose N. C. Chemical characteristics of some basaltic rocks of India.— Bull. volcanol., 1972, v. 35, N 4, pt 2, p. 1022—1036.
- Georgalas G. C. Catalogue of the active volcanoes of the world including solfatara fields. Pt 12. Greece. Intern. Assoc. Volcanol., Roma, 1962. 40 p.
- Gibson I. L. A review of the geology, petrology and geochemistry of the Volcano Fantale.— Bull. volcanol., 1975, v. 38, N 3, p. 791—802.
- Gill J. B. Geochemistry of Viti Levu, Fiji, and its evolution as an island arc.— Contrib. Miner. Petrol., 1970, v. 27, N 3, p. 179—203.
- Gill J. B. Role of underthrust oceanic crust in the genesis of a Fijian calc-alkaline suite.— Contrib. Miner. Petrol., 1974, v. 43, N 1, p. 29—45.
- Gill J. B. Composition and age of Lau Basin and Ridge volcanic rocks: Implications for evolution of an interarc basin and remnant arc.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1976, v. 87, N 10, p. 1384—1395.
- Gilluly J., Gates O. Tectonic and igneous geology of the northern Shoshone Range, Nevada.— U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 465, 1965. 153 p.
- Gilluly J., Masursky H. Geology of the Cortez quadrangle, Nevada.— U. S. Geol. Surv. Bull., 1965, v. 1175. 117 p.
- Girod M., Camus G., Vialette Y. Discovery of tholeiitic rocks at St. Paul Island (Indian Ocean).— Contrib. Miner. Petrol., 1971, v. 33, N 2, p. 108—117.
- Girod M., Conrad G. Les formations volcaniques récentes du Sud de l'Iran (Kouh-e-Shahsavaran): données pétrologiques préliminaires; implications structurales.— Bull. volcanol., 1976, v. 39, N 4, p. 495—511.
- Glikson A. Y. Primitive Archean element distribution patterns: chemical evidence and geotectonic significance.— Earth Planet. Sci. Lett., 1972, v. 12, p. 309—320.
- Glikson A. Y. Trace element geochemistry and origin of Early Precambrian acid igneous series, Barberton Mountain Land, Transvaal.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1976, v. 40, N 10, p. 1261—1280.

- Goldich S. S., Elms M. S. Stratigraphy and petrology of the Buck Hill quadrangle, Texas.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1949, v. 60, N 7, p. 1133—1182.
- Goldich S. S., Treves S. B., Suhr N. H., Stuckless J. S. Geochemistry of the Cenozoic volcanic rocks of Ross Island and vicinity, Antarctica.— *J. Geol.*, 1975, v. 83, N 4, p. 415—435.
- Goles G. G. Basalts of unusual composition from the Cyulu Hills, Kenya.— *Lithos*, 1975, v. 8, N 1, p. 47—58.
- Goodwin A. M. Metallogenic patterns and evolution of the Canadian Shield.— *Spec. Publ. geol. Soc. Austral.*, Canberra, 1971, N 3, p. 157—174.
- Goossens P. J., Rose W. I. Jr., Flores D. Geochemistry of tholeiites of the basic igneous complex of northwestern South America.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1977, v. 88, N 12, p. 1711—1720.
- Gorton M. P. The geochemistry and origin of Quaternary volcanism in the New Hebrides.— *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1977, v. 41, N 9, p. 1257—1270.
- Green D. C. Transitional basalts from the Eastern Australian Tertiary Province.— *Bull. volcanol.*, 1970, v. 33, N 3, p. 930—941.
- Green J. C. Lower Precambrian rocks of the Gabbro Lake quadrangle, northeastern Minnesota.— *Minnesota Geol. Surv. Spec. Publ.*, 1970, v. 13, 96 p.
- Green J. C., Schulz K. J. Iron-rich basaltic komatiites in the Early Precambrian Vermilion District, Minnesota.— *Canad. J. Earth Sci.*, 1977, v. 14, N 10, p. 2181—2192.
- Groome D. R., Hall A. The geochemistry of the Devonian lavas of the northern Lorne Plateau, Scotland.— *Miner. Mag.*, 1974, v. 39, p. 621—640.
- Grunevald H. *Géologie de la Martinique*. Paris, Imprimerie Nat., 1965. 144 p.
- Guest J. E. Upper Tertiary ignimbrites in the Andean Cordillera of part of the Antofagasta Province, northern Chile.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1969, v. 80, p. 337—362.
- Gunn B. M., Abranson E. C., Watkins N. D., Nougier J. Petrology and geochemistry of the Crozet Islands: a summary.— In: Adiel J. (ed.). *Proc. 2nd Conf. Antarctic Geol. and Geophys.* Oslo, 1970, p. 825—829.
- Gunn B. M., Mooser F. Geochemistry of the volcanics of Central Mexico.— *Bull. volcanol.*, 1970, v. 34, N 2, p. 577—616.
- Gunn B. M., Watkins N. D. Geochemistry of the Steens Mountain basalts, Oregon.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1970, v. 81, p. 1497—1516.
- Gunn B. M., Watkins N. D. Geochemistry of the Cape Verde Islands and Fernando de Noronha.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1976, v. 87, N 8, p. 1089—1100.
- Gunn B. M., Watkins N. D., Trzeiensky W. E. Jr., Nougier J. The Amsterdam — St. Paul volcanic province and the formation of low-Al tholeiitic andesites.— *Lithos*, 1975, v. 8, N 2, p. 137—150.
- Hallberg J. A. Geochemistry of Archean volcanic belts in the Eastern Goldfields region of Western Australia.— *J. Petrol.*, 1972, v. 13, p. 45—56.
- Hallberg J. A., Johnston C., Bye S. M. The Archean Marda igneous complex, Western Australia.— *Precamb. Res.*, 1976, v. 3, N 2, p. 111—136.
- Hallberg J. A., Carter D. N., West K. N. Archean volcanism and sedimentation near Meekatharra, Western Australia.— *Precamb. Res.*, 1976, v. 3, N 6, p. 577—595.
- Ham W. E., Denison R. E., Merritt C. A. Basement rocks and structural evolution of Southern Oklahoma.— *Geol. Surv. Bull.*, Oklahoma, 1964, v. 95, 302 p.
- Hamilton W. The Hallett volcanic province, Antarctica.— *Geol. Surv. Prof. Pap.* 456-c, 1972, p. 62.
- Haue A., Iddings J. P., Weed W. H. a. o. *Geology of the Yellowstone National Park. Pt. 2. Descriptive geology, petrography and paleontology.*— *U. S. Geol. Surv. Monogr.*, 1899, 32, p. 1—439.
- Hashad A. H., Mahfouz S. On the geochemistry of Wadi Kareim Volcanics, Egypt.— *Chem. Erde*, 1976, Bd 35, H. 4, S. 317—326.
- Haslam H. W. The crystallization of intermediate and acid magmas at Ben Nevis, Scotland.— *J. Petrol.*, 1968, v. 9, N 1, p. 84—104.
- Hattori H., Sugisaki R., Tanaka T. Nature of hydration in Japanese Paleozoic geosynclinal basalt.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1972, v. 15, p. 271—285.
- Hawkesworth C. J., O'Nions R. K. The petrogenesis of some Archean volcanic rocks from Southern Africa.— *J. Petrol.*, 1977, v. 18, N 3, p. 487—520.
- Hawkins J. W. Jr. Petrology and geochemistry of basaltic rocks of the Lau Basin.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1976, v. 28, N 3, p. 283—297.
- Hawkins J. W. Jr., Natland J. H. Nephelinites and basanites of the Samoan linear volcanic chain: their possible tectonic significance.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1975, v. 24, N 3, p. 427—439.
- Hayatsu K. Geologic study on the Myoko Volcanoes, Central Japan. Pt. 2. Petrography.— *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ., Ser. Geol. Miner.*, 1977, v. 43, N 1/2, p. 1—48.
- Hedge C., Peterman Z., Dickinson W. Petrogenesis of lavas from Western Samoa.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1972, v. 83, p. 2709—2714.
- Hekinian R. Chemical and mineralogical differences between abyssal hill basalts and ridge tholeiites in eastern Pacific Ocean.— *Marine Geology*, 1971, v. 11, N 2, p. 77—91.

- Hekinian R.** Petrology of the Ninety East Ridge (Indian Ocean).—Contrib. Miner. Petrol., 1974, v. 43, N 2, p. 125—147.
- Hekinian R.** Petrology of igneous rocks from Leg 22 in the northeastern Indian Ocean.—Initial Reports of DSDP, 1974, v. 22, p. 413—447.
- Heritsch H.** Über die Magmenfaltung des steirischen Vulkanbogens.—Contrib. Miner. Petrol., 1967, v. 15, N 4, p. 330—344.
- Hernandez J.** Le volcanisme tertiaire des monts du Forez (Massif Central Français): basanites à analcime, à leucite et néphélinites à melilite.—Bull. Soc. fr. Miner. Cristallogr., 1973, t. 96, N 4-5, p. 303—312.
- Herrmann A. G.** a. o. Major, minor and trace element compositions of peridotitic and basaltic komatiites from the Precambrian crust of Southern Africa.—Contrib. Miner. Petrol., 1976, v. 59, N 1, p. 1—12.
- Higgins M. W.** Petrology of Newberry volcano, Central Oregon.—Geol. Soc. Amer. Bull., 1973, v. 84, N 2, p. 455—488.
- Hogg N. C.** Shoshonitic lavas in West-Central Utah.—Brigh. Young Univ. Geol. Studies, 1972, v. 19, pt 2, p. 133—184.
- Hoppenberger G., Kiesel W.** Untersuchungen an süditalienischen Vulkaniten: Alicudi, Filicudi. I. Haupt- und Nebemengen, sowie Spurenelemente.—Chem. Erde, 1975, Bd 34, H. 3, S. 185—195.
- Huckenholz H. G.** Der petrogenetische Werdegang der Klinopyroxene in den tertiären Vulkaniten der Hocheifel. I, II.—Beitr. Min. Petrog., 1965, v. 11, S. 138—195, 415—448.
- Huckenholz H. G.** Der petrogenetische Werdegang der Klinopyroxene in den tertiären Vulkaniten der Hocheifel. III.—Beitr. Min. Petrog., 1966, v. 12, S. 73—95.
- Huckenholz H. G.** The origin of fassaitic augite in the alkali basalt suite of the Hocheifel Area, Western Germany.—Contrib. Miner. Petrol., 1973, v. 40, N 4, p. 315—326.
- Hughes D. J., Brown G. C.** Basalts from Madeira: a petrochemical contributions to the genesis of oceanic alkali rock series.—Contrib. Miner., Petrol., 1972, v. 37, N 2, p. 91—109.
- Hughes G. W., Turner C. C.** Upraised Pacific Ocean floor, Southern Malaita, Solomon Islands.—Geol. Soc. Amer. Bull., 1977, v. 88, N 3, p. 412—424.
- Hunt C. B.** Igneous geology and structure of the Mount Taylor volcanic field, New Mexico.—U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 189-B, 1938.
- Ibarrola E.** Variation trends of basaltic rocks of the Canary Islands.—Bull. volcanol., 1970, v. 33, N 3, p. 729—777.
- Ichikawa K. a. o.** Late Mesozoic igneous activity in the inner side of Southwest Japan.—Pacific Geology, 1968, v. 1, p. 97—118.
- Illies J. H.** An intercontinental belt of the World Rift System.—Tectonophysics, 1969, v. 8, N 1, p. 5—29.
- Imbo G.** Catalogue of the active volcanoes of the world. Pt 18. Italy. Intern. Assoc. Volcanol., Napoli, 1965. 72 p.
- Imreh L.** L'utilisation des coulées ultrabasiques dans la recherche minière: esquisse structurale et lithostratigraphique de La Motte (Abitibi — Est, Québec, Canada).—Bull. volcanol., 1975, v. 38, N 2, p. 291—314.
- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.** Washington, U. S. Governm. Print. Off., 1977, v. 37.
- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.** Washington, U. S. Governm. Print. Off., 1978, v. 46.
- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.** Washington, U. S. Governm. Print. Off., 1980, v. 55.
- Innocenti F., Mazzuoli R.** Petrology of Izmir-Karaburum volcanic area.—Bull. volcanol., 1973, v. 36, N 1, p. 83—104.
- International Working Group on the IGCP Project «Ophiolites».** Initial report on the geological study of oceanic crust of the Philippine Sea floor.—Ofioliti, 1977, v. 2, N 1, p. 137—168.
- Ishibashi K.** Petrochemical study of basaltic rocks from Higashimatsuura and Ikutsukijima District, Northern Kyushu, Japan.—Sci. Repts., Dept. Geol. Kyushu Univ., 1971, v. 10, N 3, p. 177—221.
- Irving A. J., Green D. H.** Geochemistry and petrogenesis of the Newer basalts of Victoria and South Australia.—J. Geol. Soc. Australia, 1976, v. 23, N 1, p. 45—66.
- Jakes P., Smith I. E.** High-potassium calc-alkaline rocks from Cape Nelson, eastern Papua.—Contrib. Miner. Petrol., 1970, v. 28, N 4, p. 259—271.
- Jakob R.** Zur Petrographie von Vulcano, Vulcanello und Stromboli (Aeolische Inseln, Italien). Zürich, Publ. Stiftung «Vulkaninstitut J. Friedlander», 1958, N 7.
- Jamieson R. A.** A suite of alkali basalts and gabbros associated with the Hare Bay Allochton of western Newfoundland.—Canad. J. Earth Sci., 1977, v. 14, N 3, p. 346—356.
- Jaques A. L.** High-K<sub>2</sub>O island-arc volcanic rocks from the Finisterre and Adelbert Ranges, northern Papua New Guinea.—Geol. Amer. Bull., 1976, v. 87, N 6, p. 861—867.

- Jensen H. I. The geology of the Nandewar Mountains.— *Proceed. Linn. Soc. New South Wales*, 1907, v. 32 (4), p. 842—914.
- Jesek P. A. a. o. Petrography, petrology and tectonic implications of Mitre Island, northern Fiji Plateau.— *Marine Geol.*, 1977, v. 24, N 2, p. 123—148.
- Johnson R. W., Davies R. A., White A. I. R. Ulawun volcano, New Britain.— *Bur. Miner. Res. Geol. Geophys. Austral. Bull.*, 1972, v. 142, 42 p.
- Johnson R. W., Wallace D. A., Ellis D. J. Feldspatoid-bearing potassic rocks and associated types from volcanic islands of the coast of New Ireland, Papua New Guinea: a preliminary account of geology and petrology.— In: *Volcanism in Australasia*. Elsevier Sci. Publ. Co. Amsterdam — Oxford — New York, 1976, p. 297—316.
- Johnston R. The olivines of the Garbh Eilean Sill, Shiant Isles.— *Geol. Mag.*, 1953, v. 90, p. 161—171.
- Jolly W. T. Subdivision and origin of the Archean lavas of the Abitibi area, Canada, from Fe — Mg — Ni — Cr relations.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1975, v. 27, N 2, p. 200—210.
- Joplin G. A. Chemical analyses of Australian rocks. Pt 1. Igneous and metamorphic. *Austral. Nat. Univ.*, 1963. 446 p.
- Joplin G. A. Chemical analyses of Australian rocks. Pt 3. Igneous and metamorphic, Supplement 1961—1969. *Austral. Governm. Publ. Serv.*, Canberra, 1975. 266 p.
- Jung J., Brousse R. Les provinces volcaniques neogenes et quaternaires de la France.— *Bur. Serv. Carte Geol. France*, 1962, t. 58, N 267.
- Juskowiakowa M. Bazalty wschodniej Polski.— *Biul. Inst. Geol.*, Warszawa, 1971, v. 245, s. 173—241.
- Juteau Th. Les ophiolites des nappes d'Antalya (Taurides occidentales, Turquie).— *Sci. de la Terre, Nancy (France)*, 1975, Mém. N 32. 692 p.
- Juteau Th., Rocci G. Vers une spilitite a partir de données nouvelles sur le cortège spilite-keratophyrique Hercynotype.— In: *Spilites and spilitic rocks*.— Springer-Verlag, Berlin — Heidelberg — New York, 1974, p. 253—329.
- Kay R., Hubbard N. J., Gast P. W. Chemical characteristics and origin of oceanic ridge volcanic rocks.— *J. Geophys. Res.*, 1975, v. 75, N 8, p. 1585—1613.
- Keller J. Petrology of some volcanic rock series of the Aeolian arc, Southern Tyrrhenian Sea: Calc-alkaline and shoshonitic associations.— *Contrib. Miner. Petrol.*, 1974, v. 46, N 1, p. 29—47.
- Keller J., Villari L. Rhyolitic ignimbrites in the Region of Afyon (Central Anatolia).— *Bull. volcanol.*, 1973, v. 36, N 2, p. 342—358.
- Kempe D. R. C. Rocks from Antarctica: The Discovery collection in the British Museum (Natural History).— *Bull. Miner.*, London, 1973, v. 2, N 7.
- Kempe D. R. C. The petrology of the basalts, Leg 26.— *Initial Reports of DSDP*, 1974, v. 26, p. 465—503.
- Kempe D. R. C. Petrological studies on DSDP Leg 34 basalts: Nazca Plate, Eastern Pacific Ocean. *Initial Reports of DSDP*. Washington, U. S. Governm. Print. Off., 1976, v. 34, p. 189—213.
- Kempe D. R. C., Din V. K., Elliot C. J. a. o. Basalts from the Southern Indian Ocean: DSDP, Leg 26.— *EOS (Trans. Amer. Geophys. Union)*, 1973, v. 54, N 11, p. 1008—1011.
- Keppie J. D., Dostal J., Zentilli M. Early Silurian volcanic rocks at Arisaig, Nova Scotia.— *Contrib. J. Sci.* 1979, v. 16, N 8, p. 1635—1640.
- Kiesl W. a. o. Investigations of volcanic rocks, South Italy: Lipari, Vulcano.— *Chem. Erde*, 1978, Bd 37, H. 1, S. 40—49.
- King B. C. Petrogenesis of the alkaline igneous rock suites of the volcanic and intrusive centres of Eastern Uganda.— *J. Petrol.*, 1965, v. 6, N 1, p. 67—100.
- Klerck J. Considerations sur l'évolution magmatique de l'Etna.— *Ann. Soc. Geol. Belg.* 1971, v. 94, N 3, p. 139—151.
- Klerck J., Deutsch S., De Paep P. Rubidium, strontium content and strontium isotopic composition of strongly alkalic basaltic rocks from the Cape Verde Islands.— *Contrib. Miner. Petrol.*, 1974, v. 45, N 2, p. 107—118.
- Knill D. C. The Permian igneous rocks of Devon.— *Bull. Geol. Surv. Great Britain*, 1969, v. 29, p. 115—138.
- Knopf D. Les kimberlites et les roches apparentées de Côte d'Ivoire. Sodemi-Abidjan, 1970.
- Kováč A., Balogh K., Pantó G. Strontium isotopic ratios in Tertiary igneous rocks of the Tokaj Mountains, northeastern Hungary.— *Acta Geol. Acad. Sci. Hungar.*, 1968, v. 12, N 1—4, p. 79—97.
- Kramer W. Vergleichende geochemische-petrologische Untersuchungen an permo-silesischen Magmatiten der Norddeutsch-Polnischen Senke und ihre geotektonische Bedeutung.— *Z. f. geol. Wissensch.*, 1977, H. 1, S. 7—20.
- Kreuzer H., Mohr M., Wendt I. Potassium-argon age determination of basalt samples from Leg 42A, Hole 373A, Core 7.— *Initial Reports of DSDP*, Washington, U. S. Governm. Print. Office, 1978, v. 42, pt 1, p. 531—537.

- Krishnamurthy P. Petrology of the dike rocks of the western portions of Rajpipla Hills, Broach District, Gujarat, India.— *Bull. volcanol.*, 1972, v. 35, N 4, pt 2, p. 930—946.
- Krishnamurthy P., Cox K. G. Picrite (basalt and related lavas from the Deccan Traps of Western India.— *Contrib. Miner. Petrol.*, 1977, v. 62, N 1, p. 53—75.
- Krushensky R. D. Neogene calc-alkaline extrusive and intrusive rocks of the Karalar-Yesiller area, Northwest Anatolia, Turkey.— *Bull. volcanol.*, 1976, v. 39, N 2, p. 336—360.
- Kulm L. D. a. o. Tholeiitic basalt ridge in the Peru Trench.— *Geol.*, 1973, v. 1, N 1, p. 11—14.
- Kuno H. Catalogue of the active volcanoes of the world including solfatara fields. Pt 11. Japan, Taiwan and Marianas. Intern. Assoc. Volcanol. Roma, 1962. 332 p.
- Kurasawa H. Volcanism and volcanic rocks in Antarctica.— *Antartic Record*, 1977, N 58, p. 204—234.
- Kyle P., Rankin P. Rare earth element geochemistry of Late Cenozoic alkaline lavas of the McMurdo Volcanic Group, Antarctica.— *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1976, v. 40, N 12, p. 1497—1507.
- Lacroix A. La Montagne Pelée et ses éruptions. Paris, 1904. 662 p.
- Lacroix A. La constitution lithologique des îles volcaniques de la Polynésie Australe.— *Mem. Acad. Sci. Paris*, 1927, v. 59. 80 p.
- Lacroix A. Les laves des volcans inactifs des îles Marion et Crozet.— In: *Croziere du Bougainville aux îles australes francaises. Mem. Museum Hist. Nat.*, 1940, new ser. 14, p. 47—61.
- Lambert R. J., Holland J. G., Owen P. F. Chemical petrology of suite of calc-alkaline lavas from Mount Ararat, Turkey.— *J. Geol.*, 1974, v. 82, p. 419—438.
- Lang B. Mineralogy and geochemistry of the Neogene pyroxene andesites from the northern part of the Gutii Mountains (Romania).— *Anuarul. Inst. Geol. Geofiz.*, Bucuresti, 1976, v. 49, p. 153—213.
- Lapierre H. Les formations sédimentaires et éruptives des nappes de Mamonnia et leurs relations avec le Massif du Troodos (Chypre occidentale).— *Mem. Soc. Geol. France (nouv. ser.)*, 1975, N 123, 131 p.
- Larsen E. S. Petrographic province of Central Montana.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1940, v. 51, N 6, p. 887—948.
- Larsen J. G. Transition from low potassium olivine tholeiites to alkali basalts on Ube-kendt Ejland, the Tertiary volcanic province of West Greenland. *Möddelns. om Gronland, Kobenhavn*, 1977, Bd 200, N 1. 42 p.
- Larsen E.E. a. o. Major-element petrochemistry of some extrusive rocks from the volcanically active Mariana Island.— *Bull. volcanol.*, 1975, v. 38, N 2, p. 361—377.
- Lauro C., Deriu M. Il vulcanismo cenozoico in Sardegna: Le manifestazioni «oligoceniche».— In: *Vulcanologia del Cenozoico. T. 2. Congr. Geol. Intern.*, 20 sess., sect. 1. Mexico, 1957, p. 469—486.
- Leeman W. P. Petrogenesis of McKinney (Snake River) olivine tholeiite in light of rare-earth element and Cr/Ni distributions.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1976, v. 87, N 12, p. 1582—1586.
- Leeman W. P., Vitaliano C. J. Petrology of McKinney Basalt, Snake River Plane, Idaho.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1976, v. 87, N 12, p. 1777—1792.
- Lefévie C. Les caractères magmatiques du volcanisme plio-quadernaire des Andes dans le Sud Pérou.— *Contrib. Miner. Petrol.*, 1973, v. 41, p. 259—272.
- Lehmann E. The «keratophyre» in the Devonian complex of Schirmeck, Vosges.— *Neues Jb. Mineral. Abh.*, 1977, Bd 128, H. 3, S. 292—311.
- Le Maître R. W. Petrology of volcanic rocks, Gough Island, South Atlantic.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1962, v. 73, N 11, p. 1309—1340.
- Lesotho kimberlites/ed. by P. H. Nixon, Lesotho Nation. Development Corporation. Cape Town, 1973. 350 p.
- Lewis J. E. Tauhara volcano, Taupo zone. Pt. 2. Mineralogy and petrology.— *New Zealand. J. Geol. Geophys.*, 1968, v. 11, N 3, p. 651—684.
- Lingen V. The Lord Howe Rise rhyolites.— *Initial Reports of DSDP*, 1973, v. 21, 523 p.
- Lipman P. W. Water pressures during differentiation and crystallization of some ash-flow magmas from southern Nevada.— *Amer. J. Sci.* 1966, v. 264, p. 810—826.
- Lipman P. W. Alkalic and tholeiitic basaltic volcanism related to the Rio Grande Depression, southern Colorado and Northern New Mexico.— *Geol. Surv. Amer. Bull.*, 1969, v. 80, p. 1343—1354.
- Lipman P. W. Evolution of the Platoro Caldera Complex and related volcanic rocks, southeastern San Juan Mountains, Colorado.— *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 852, Washington, 1975. 128 p.
- Lipman P. W., Christiansen R. L., O'Connor J. T. A compositionally zoned ash flow sheet in southern Nevada.— *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 524-F, 1966, p. F1—F47.
- Lipman P. W., Mehhert H. H. Late Cenozoic basaltic volcanism and development of the Rio Grande Depression in the southern Rocky Mountains.— *Geol. Soc. Amer. Memoir.*, 1975, v. 144, p. 119—154.

- Lipman P. W., Moench R. H. Basalts of the Mount Taylor Volcanic Field, New Mexico.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1972, v. 83, p. 1335—1339.
- Lippard S. J. The petrology of phonolites from the Kenya Rift.— *Lithos*, 1973, v. 6, p. 217—234.
- Loeschke G. Petrochemistry of eugeosynclinal magmatic rocks of the area around Trondheim (Central Norwegian Caledonides).— *Neues Jb. Mineral. Abh.*, 1976a, Bd 128, H. 1, S. 41—72.
- Loeschke G. Major element variations of the Storen Group, Trondheim region, Norway.— *Norsk Geol. Tidsskrift*, 1976b, v. 56, p. 141—159.
- Lo Giudice A. Variazioni e discriminazioni petrochimiche entro e fra le lave dell'Etna.— *Miner. Petrogr. Acta*, 1973, v. 49, p. 3—42.
- Lonsdale J. T. Igneous rocks of the Terlingua—Solitario region, Texas.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1940, v. 51, N 10, p. 1539—1626.
- Lowder G. G. The volcanoes and caldera of Talasea, New Britain: Mineralogy.— *Contrib. Miner. Petrol.*, 1970, v. 26, p. 324—340.
- Lowder G. G., Carmichael I. S. E. The volcanoes and caldera of Talasea, New Britain: geology and petrology.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1970, v. 81, p. 17—38.
- Luft S. J. Mafic lavas of Dome Mountain, Timber Mountain Caldera, southern Nevada.— *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 501-D, 1964, p. D14—D21.
- Lundquist T. Precambrian geology of the Los-Hamra Region, Central Sweden.— *Sveriges geologiska undersökning*, Stockholm, 1968, Ser. Ba, N 23. 255 p.
- Macdonald R. A. Composition and origin of Hawaiian lavas.— In: *Studies in Volcanology*. *Geol. Soc. Amer. Memoir*, 1968, Ser. 116, p. 477—522.
- Macdonald R. A., Katsura T. Chemical composition of Hawaiian lavas.— *J. Petrol.*, 1964, v. 5, N 1, p. 82—133.
- Macdonald R. A. Petrochemistry of the Early Carboniferous (Dinantian) lavas of Scotland.— *Scott. J. Geol.*, 1975, v. 11, N 4, p. 269—314.
- Macdonald R. A., Bailey D. K. The chemistry of the peralkaline oversaturated obsidians. *Geochemistry*, Chap. N. *Chemistry of igneous rocks*.— *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 440-N-1, 1973. 37 p.
- Macdonald R. A., Thomas J. E., Rizello S. A. Variations in basalt chemistry with time in the Midland Valley Province during the Carboniferous and Permian.— *Scott. J. Geol.*, 1977, v. 13, pt 1, p. 11—22.
- Macgeehan P. J. The geochemistry of altered volcanic rocks at Matagami, Quebec: a geothermal model for massive sulphide genesis.— *Canad. J. Earth Sci.*, 1978, v. 15, N 4, p. 551—570.
- Macháček V., Šhrbený O. The geochemistry of volcanic rocks of the central part of the České Středohori Mts.— In: *Sborn. geol. Ved.*, 1970, v. 16, p. 7—47.
- Mackenzie D. E. Nature and origin of Late Cainozoic volcanoes in Western Papua New Guinea.— In: *Volcanism in Australasia*. Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam — Oxford — New York, 1976, p. 221—238.
- Mackenzie D. E., Chappell B. W. Shoshonitic and calc-alkaline lavas from the Highlands of Papua New Guinea.— *Contrib. Miner. Petrol.*, 1972, v. 35, N 1, p. 50—62.
- Marsh B. D. Some aleutian andesites: their nature and source.— *J. Geol.*, 1976, v. 84, N 1, p. 27—45.
- Marshall M. Petrology and chemical composition of basaltic rocks recovered on Leg 32, Deep Sea Drilling Project.— *Initial Reports of DSDP*, Washington, 1975, v. 32, p. 563—570.
- Marttila E. Evolution of the Precambrian volcanic complex in the Kiuruvesti area, Finland.— *Geol. Surv. Finland Bull.*, 1976, v. 283. 109 p.
- Mattias P. P. Lave dell'apparato Vulsino Zona Meridionale — M. Jugo — Commendo — M. Razzano.— *Periodica Miner.*, 1965, v. 34, N 1, p. 137—199.
- McBirney A. R., Aoki K. Petrology of the Island of Tahiti.— *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 1968, v. 116, p. 523—556.
- McBirney A. R., Williams H., Aoki K. Geology and petrology of the Galapagos Islands.— *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 1969, v. 118. 197 p.
- McCurry P., Wright J. B. Geochemistry of calc-alkaline volcanics in northwestern Nigeria, and a possible Pan-African suture zone.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1977, v. 37, N 1, p. 90—96.
- McDougall J. Geochemistry and origin of basalt of the Columbia River Group, Oregon and Washington.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1976, v. 87, N 5, p. 777—792.
- McDougall J., Wilkinson J. F. G. Potassium-argon dates on some Cainozoic volcanic rocks from northeastern New South Wales.— *J. Geol. Soc. Austral.*, 1967, v. 14, p. 225—233.
- McDougall I., Van der Linden G. J. Age of the rhyolites of the Lord Howe Rise and the evolution of the Southwest Pacific.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1974, v. 21, N 2, p. 117—121.
- McKee C. O., Cooke R. J. S., Wallace D. A. 1974—75 eruptions of Karkar volcano, Papua New Guinea.— In: *Volcanism in Australasia*. Elsevier Sci. Publ. Co. Amsterdam — Oxford — New York, 1976, p. 173—190.
- Melson W. G. a. o. A catalog of the major element chemistry of abyssal volcanic glasses

- ses.— In: Mineral Sci. Investigations 1974—1975, Smithsonian Contrib. Earth Sci. Washington, 1977, N 19, p. 31—60.
- Mertzman S.A.Jr. Recent volcanism at Schonchin and Cinder Buttes, northern California.— Contrib. Miner. Petrol., 1977a, v. 61, N 3, p. 231—243.
- Mertzman S. A. Jr. The petrology and geochemistry of the Medicine Lake Volcano, California.— Contrib. Miner. Petrol., 1977b, v. 62, N 3, p. 221—247.
- Mitchell J. G., Jones E. J., Jones G. T. The composition and age of basalts dredged from the Blackstones igneous centre, western Scotland.— Geol. Mag., 1976, v. 113, N 6, p. 525—533.
- Mitchell-Thome R. G. Geology of the South Atlantic islands.— Beitr. Region. Geol. Erde, 1970, v. 10, 367 p.
- Mitchell-Thome R. G. Geology of the middle Atlantic islands. Berlin — Stuttgart, 1976.
- Mohr P. A. Catalog of chemical analyses of rocks from the intersection of the African, Gulf of Aden and Red Sea rift systems.— Smithsonian Contrib. Earth Sci., 1970, v. 2, 269 p.
- Mohr P. A. Ethiopian Rift and plateaus: some volcanic petrochemical differences.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, N 8, p. 1967—1984.
- Mohr P. A. A new terminology for the Ethiopian volcanics, with especial reference to transitional basaltic and intermediate lavas and dikes. Center Astrophys. Preprint Ser., 1976, N 368, 43 p.
- Monger J. W. H. Upper Paleozoic rock of the Atlin terrane, northwestern British Columbia and South-central Yukon.— Geol. Surv. Canada Pap. 74—47, 1975, 63 p.
- Moorbath S., Wilson J. F., Goodwin R., Humm M. Further RbSr age and isotope data on Early and Late Archean rocks from the Rhodesian craton.— Precambrian Res., 1977, v. 5, N 3, p. 229—239.
- Moore J. G. a. o. Petrology of basalt from the East Pacific Rise near 21° North latitude.— J. Res. U. S. Geol. Surv., 1977, v. 5, N 6, p. 753—759.
- Moore E. M., Vine F. J. The Troodos massif, Cyprus, and other ophiolites as oceanic crust: evaluation and implications.— Phil. Trans. Roy. Soc. Lond., 1971, A 268, p. 443—466.
- Morgan W. R. A note on the petrology of some lava types from East New Guinea.— J. Geol. Soc. Austral., 1966, v. 13, p. 583—591.
- Muir I. D., Tilley C. E. Mugearites and their place in alkali igneous rock series.— J. Geol., 1961, v. 69, p. 186—203.
- Mukherjee P. K. Petrology of the Rajmahal Traps of the northwestern Rajmahal Hills, Bihar, India.— Bull. volcanol., 1972, v. 35, N 4, p. 887—906.
- Munck S., Noe-Nygaard A. Age determination of the various stages of the Tertiary volcanism in the West Greenland Basalt Province.— In: Vulcanologia del Cenozoico, Congr. Geol. Intern., 20 sess., sect. 2. Mexico, 1957, p. 247—256.
- Naldrett A. J., Goodwin A. M. Volcanic rocks of the Blake River Group, Abitibi Greenstone Belt, Ontario, and their sulfur content.— Canad. J. Earth Sci., 1977, v. 14, N 4, (pt 1), p. 539—550.
- Naldrett A. J., Mason G. D. Contrasting Archean ultramafic igneous bodies in Dundodald and Clerque townships, Ontario.— Canad. J. Earth Sci., 1968, v. 5, N 1, p. 111—143.
- Naldrett A. J., Turner A. R. The geology and petrogenesis of a greenstone belt and related nickel sulfide mineralization at Yakabindie, Western Australia.— Precambrian Res., 1977, v. 5, N 1, p. 43—103.
- Naqvi S. M. The petrochemistry and significance of Jogimardi Traps, Chitaldrug Schist Belt, Mysore.— Bull. volcanol., 1972, v. 35, N 4, p. 1069—1093.
- Nash W. P., Carmichael J. S. E., Johnson R. W. The mineralogy and petrology of Mount Suswa, Kenia.— J. Petrol., 1969, v. 10, N 3, p. 409—439.
- Nathan S., Schulte F. J. Geology and petrology of the Campbell — Aviator Divide, northern Victoria Land, Antarctica. Pt 1, Post-Paleozoic rocks.— N. Z. J. Geol. Geophys., 1968, v. 11, N 4, p. 940—975.
- Natland J. Composition of basaltic rocks recovered at sites 367 and 368 Deep Sea Drilling Project, near the Cape Verde Islands.— Initial Reports of DSDP, 1978, v. 41, p. 1107—1112.
- Negendank J. F. W. Volcanoes of the Valley of Mexico. Description of some Mexico volcanic rocks with special consideration of the opaques. Pt 1. Petrography of the volcanics.— Neues Jb. Miner. Abh., 1972, v. 116, p. 308—320.
- Nesbitt R. W., Chen-Su Sun. Geochemistry of Archean spinifex-textured peridotites and magnesian and low-magnesian tholeiites.— Earth. Planet. Sci. Lett., 1976, v. 31, N 3, p. 433—453.
- Neumann van Padang M. Catalogue of the active volcanoes including solfatara fields. Pt. 16. Arabia and the Indian Ocean. Roma, Italy, 1963. 64 p.
- Nicholls I. A. Petrology of Santorini volcano, Cyclades, Greece.— J. Petrol., 1971, v. 12, N 1, p. 67—119.
- Nisbet E. G. a. o. The mafic and ultramafic lavas of the Belingwe Greenstone Belt, Rhodesia.— J. Petrol., 1977, v. 18, pt 4, p. 521—566.
- Nixon P. H., Clark L. The alkaline centre of Yelele and its bearing on the petrogenesis

- of other eastern Uganda volcanoes.— *Geol. Mag.*, 1967, v. 104, N 5, p. 455—472.
- Nixon P. H., von Knorring O., Rooke J. N.** Kimberlites and associated inclusions of Basutoland, a mineralogical and geochemical study.— *Amer. Miner.*, 1963, v. 48, N 9/10, p. 1090—1132.
- Nixon G. T., Papezik V. S.** Late Precambrian ash-flow tuffs and associated rocks of the Harbour Main Group near Colliers, eastern Newfoundland: chemistry and magmatic affinities.— *Canad. J. Sci.*, 1979, v. 16, N 1, p. 167—181.
- Noble D. C., Kistler R. W., Christiansen R. L. a. o.** Close association in space and time of alkaline, calc-alkaline, and calcic volcanism in southern Nevada.— *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 82, 1965, p. 143—144.
- Noe-Nygaard A., Rasmussen J.** The making of the basalt plateau of the Faroes.— In: *Congr. Geol. Intern.*, 20 Sess. *Vulcanologia del Cenozoico*. T. 2. Mexico, D. F., 1957, sect. 1, T. 2, p. 399—407.
- Noe-Nygaard A., Pedersen A. K.** Progressive chemical variation in a tholeiitic lava sequence at Kap Stosch, northern East Greenland.— *Bull. Geol. Soc. Denmark*, 1974, v. 23, p. 175—190.
- Ogura T.** Volcanoes in Manchuria.— In: *Geology and mineral resources of the Far East*. Tokyo Press, Tokyo, 1969, v. 2, p. 373—413.
- Ota R.** Chemical composition of Kakuto Andesites and Kakuto Welded Tuff.— *Bull. Geol. Surv. Japan*, 1977, v. 28, N 2, p. 73—80.
- Oversby V. M., Ewart A.** Lead isotopic composition of Tonga — Kermadec volcanics and their petrogenetic significance.— *Contrib. Miner. Petrol.*, 1972, v. 37, N 3, p. 181—210.
- Panagos A. G. a. o.** The volcanic rocks of Strymonikon-Metamorphosis, Central Macedonia, Greece.— *Chem. Erde*, 1978, Bd 37, H. 1, S. 50—61.
- Panto G.** Cenozoic volcanism in Hungary.— In: *Intern. Geol. Congr.*, 33 Sess., Hung. Acad. Sci. Budapest, Prague, 1968. 96 p.
- Panto G., Miko L.** The Nagybör Zsony ore deposits.— In: *Magyar Allami Földtani Intézet. Evkonyve, kötet 50, füzet 1*. Budapest, 1964. 153 p.
- Paraskevopoulos G. M.** Über den Chemismus und die provinziellen Verhältnisse der tertiären Ergussgesteine des ägäischen Rahmes und der benachbarten Gebiete.— *Tschermak. Miner. Petrogr. Mitt.*, 1956, F. 3, Bd 6, S. 1—72.
- Part G. M.** Volcanic rocks from the Cape Verde Islands.— *Bull. Brit. Museum Miner.*, 1950, v. 1, N 2, p. 72.
- Patterson E. M.** A petrochemical study of the Tertiary lavas of North-East Ireland. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1952, v. 2, N 5/6, p. 283—299.
- Patterson E. M., Swaine D. J.** A petrochemical study of Tertiary tholeiitic basalts: The Middle lavas of the Antrim Plateau.— *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1955, v. 8, N 4, p. 173—181.
- Patwardhan A. M., Bhandari A.** Petrogenesis of spilites occurring at Mandi, Himachal Pradesh, India.— In: *Spilites and spilitic rocks*. Springer Verlag, Berlin-Heidelberg-N. Y., 1974, p. 175—189.
- Paul D. K., Potts P. J., Gilson I. L., Harris P. G.** Rare-earth abundances in Indian kimberlite.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1975, v. 25, N 2, p. 151—158.
- Paul D. K., Rex D. C., Harris P. G.** Chemical characteristics and K — Ar ages of Indian kimberlite.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1975, v. 86, N 3, p. 364—366.
- Pe G. G.** Volcanic rocks of Methana, South Aegean Arc, Greece.— *Bull. volcanol.*, 1975, v. 38, N 2, p. 270—290.
- Pearce T. H.** The analcite-bearing volcanic rocks of the Crowsnest Formation, Alberta.— *Canad. J. Earth Sci.*, 1970, v. 7, N 1, p. 46—66.
- Peccerillo A., Taylor S. R.** Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey.— *Contrib. Miner. Petrol.*, 1976, v. 58, N 1, p. 63—81.
- Peltz S., Vasiliu C., Udrescu C., Vasilescu A.** Geochemistry of volcanic rocks from the Calimani, Gurghiu, and Harghita Mountains (major and trace elements).— *Anuarul Inst. Geol., Bucuresti*, 1973, v. 42, p. 339—394.
- Perfit M. R.** Petrology and geochemistry of mafic rocks from the Cayman Trench: Evidence for spreading.— *Geology*, 1977, v. 5, N 2, p. 105—110.
- Pichler H., Zeil W.** The Cenozoic rhyolite-andesite association of the Chilean Andes.— *Bull. volcanol.*, 1972, v. 35, N 2, p. 424—452.
- Prasad A. K.** Petrochemistry of the Deccan Trap flows of Linga, Chhindwara District, M. P., India.— *Bull. volcanol.*, 1972, v. 35, N 4, pt 2, p. 1051—1068.
- Presnall D. C.** The geometrical analysis of partial fusion.— *Amer. J. Sci.*, 1969, v. 267, N 10, p. 1178—1194.
- Prider R. T.** The leucite lamproites of the Fitzroy Basin, Western Australia.— *J. Geol. Soc. Austral.*, 1960, v. 6(2), p. 71—118.
- Puchelt H., Murad E., Hubberten H.-W.** Geochemical and petrological studies of lavas, pyroclastica and associated xenoliths from the Christiania Islands, Aegean Sea.— *Neues Jb. Miner. Abh.*, 1977, Bd 131, H. 2, S. 140—155.
- Puglisi D., Tranchina A.** Variazioni petrografiche e petrochimiche entro due successioni laviche affioranti sul versante nordorientale dell'Etna (zona di Piedmonte Etno.).— *Miner. Petrogr. Acta*, 1976—77, v. 21, p. 65—91.

- Pyke D. R., Naldrett A. J., Eckstrand O. R. Archean ultramafic flows in Munro Township, Ontario.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1973, v. 84, N 3, p. 955—978.
- Radulescu D. P. Position of the Calimani — Gurghiu area within the Neozoic volcanic zone of the Alpine regions.— *Anuarul Inst. Geol.*, Bucuresti, 1973a, v. 41, p. 7—14.
- Radulescu D. P. Tentative paleogeographical reconstitution of the Calimani — Gurghiu — Harghita area during the Neozoic volcanic activity.— *Anuarul Inst. Geol.*, Bucuresti, 1973b, v. 41, p. 77—86.
- Raja Rao C. S., Sahasrabudhe Y. S., Deshmukh S. S., Raman R. Distribution, structure and petrography of the Deccan Trap, India.— *Geol. Surv. India*, 1978, 43 p.
- Rao V. D., Venkatanarayana B., Prakash V. Petrochemical studies on trap rocks around Tandur, Andhra Pradesh, India.— *Bull. volcanol.*, 1972, v. 35, N 4, pt 2, p. 1094—1109.
- Rasmussen M. H., Campsie J., Dittmer F. B., John C. Basalts from the southeastern Greenland continental margin.— *Bull. Geol. Soc. Denmark*, 1976, v. 25, pt 3—4, p. 73—78.
- Regional geology of Czechoslovakia. Pt. 1. The Bogemian Massif/Svoboda J., Benes K., Dudek A. e. a. Prague, Publ. House Czechoslov. Acad. Sci., 1966. 668 p.
- Reid D. L. Geochemistry of Precambrian igneous rocks in the Lower Orange River Region. Univ. Cape Town, 1977. 397 p.
- Ridler R. H. Volcanic stratigraphy and metallogeny of the Kaminak Group.— *Geol. Surv. Canad.*, Pap. 72—1, 1972, p. 128—134.
- Ridler R. H. Volcanic stratigraphy and metallogeny; Rankin Inlet — Ennadai Belt, District of Keewatin.— *Geol. Surv. Canad.*, Pap. 73-1, 1973, pt A, p. 165—174.
- Ridley I. The petrology of the Las Canadas volcanoes, Tenerife, Canary Islands.— *Contrib. Miner. Petrol.*, 1970, v. 26, p. 124—160.
- Rhodes R. C. Petrologic framework of the Mogollon Plateau Volcanic Ring Complex, New Mexico— surface expression of a major batholith.— In: *Cenozoic volcanism in southeastern New Mexico*. New Mexico Geol. Soc. Spec. Publ. 5, 1976, p. 103—112.
- Richard J. J. Catalogue of the active volcanoes of the world. Part 13: Kermadec, Tonga, and Samoa.— In: *Intern. Assoc. Volc.*, 1962. 38 p.
- Richter D., Lensch G. Die ophiolithischen Vulkanit-Vorkommen des Olonos — Pindos — Deike in Zentralpeloponnes (Griechenland).— *Neues Jb. Miner. Abh.*, 1977, Bd 129, H. 3, S. 312—332.
- Roberts J. L. Ignimbrite eruptions in the volcanic history of the Glencoe cauldron subsidence.— *Geol. J.*, 1966, v. 5, p. 173—184.
- Rodgers K. A. A comparison of the geology of the Papuan and New Caledonian ultramafic belts.— *J. Geol.*, 1975, v. 83, N 1, p. 47—60.
- Rodgers K. A., Brothers R. N., Searle E. J. Ultramafic nodules and their host rocks from Auckland, New Zealand.— *Geol. Mag.*, 1975, v. 112, N 2, p. 163—174.
- Romano R. New petrochemical data of volcanites from the Island of Pantelleria (Channel of Sicily).— *Geol. Rundschau*, 1968, Bd 57, H. 3, p. 773—783.
- Romano R. Tectonic control on magmatic differentiation: an example.— *Bull. volcanol.*, 1971, v. 34, N 4, p. 823—832.
- Romano R., Villari L. Caratteri petrologici e magmatologici del vulcanismo Ibleo.— *Rend. Soc. Ital. Miner. Petrol.*, 1973, v. 29, p. 453—484.
- Rösler H. J., Werner C.-D. Petrologie und Geochemie der variszischen Geosynklinalmagmatite Mitteleuropas. Teil II: Analysenergebnisse. Leipzig: VEB Deutscher Verlag Grundstoffindustrie, 1979. 296 S.
- Ruxton B. P. A Late Pleistocene to Recent rhyodacite-trachybasalt-basaltic volcanic association in northeastern Papua.— *Bull. volcanol.*, 1966, v. 29, p. 347—374.
- Saggerson E. P. The structural control and genesis of alkaline rocks in Central Kenya.— *Bull. volcanol.*, 1970, v. 34, N 1, p. 38—76.
- Saggerson E. P., Williams L. A. J. Ngurumanite from southern Kenya and its bearing on the origin of rocks in the northern Tanganyika alkaline district.— *J. Petrol.*, 1964, v. 5, N 1, p. 40—81.
- Savelli C. The problem of rock assimilation by Somma-Vesuvius magma. I. Composition of Somma and Vesuvius lavas.— *Contrib. Miner. Petrol.*, 1967, v. 16, p. 328—353.
- Scheidegger K. F. a. o. Fractionation and mantle heterogeneity in basalts from the Peru — Chile trench.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1978, v. 37, N 3, p. 409—420.
- Schlenker J. L., Criffen B. T., Phillips M. W., Gibbs G. V. A population analysis for be and Bb oxianions.— *Contrib. Miner. Petrol.*, 1978, v. 65, N 3, p. 347—350.
- Schmidt R. G. Geology of Saipan, Mariana Islands. Pt 2, chapt. B. Petrology of the volcanic rocks.— *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 280-B, 1957, p. 127—175.
- Schmincke H.-U., Weibel M. Chemical study of rocks from Madeira, Porto Santo, and Sao Miguel, Terseira (Azores).— *Neues Jb. Miner. Abh.*, 1972, Bd 117, H. 3, S. 253—281.
- Searle E. J. Petrochemistry of the Auckland basalts, New Zealand.— *J. Geol. Geophys.*, 1960, v. 3, N 1, p. 23—40.

- Searle E. J., Petrology of the Auckland basalts. New Zealand.— *J. Geol., Geophys.*, 1961, v. 4, N 2, p. 165—204.
- Searle D. L., Vokes F. M. Layered ultrabasic lavas from Cyprus.— *Geol. Mag.*, 1969, v. 106, N 6, p. 515—530.
- Seiders V. M. A chemically bimodal, calc-alkalic suite of volcanic rocks, Carolina volcanic slate belt, Central North Carolina.— *Southeastern Geology*, 1978, v. 19, N 4, p. 241—265.
- Self S., Gunn B. Petrology, volume and age relations of alkaline and saturated peralkaline volcanics from Terceira, Azores.— *Contrib. Miner. Petrol.*, 1976, v. 54, N 4, p. 293—313.
- Sheraton J. W., Labonne B. Petrology and geochemistry of acid igneous rocks of North-east Queensland.— *Bur. Miner. Res. Geol. Geophys. Serv. Bull.*, Canberra, 1978, p. 139.
- Shiraki K., Kuroda N., Urano H. Boninite: an evidence for calc-alkalic primary magma.— *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, 1977, v. 22, N 4, p. 257—262.
- Shiraki K., Kuroda N., Urano H. Clinocstatite — bearing boninite of Muko-jima, Bonin Islands.— *J. Geol. Soc. Japan*, 1979, v. 85, N 9, p. 591—594.
- Shrbeny O. Tertiary magmatic differentiation in the central part of the Českè Stredohori Mountains.— *Casopis miner. geol.*, 1969, r. 14, č. 3—4, p. 285—298.
- Shrbený O., Macháček V. Geochemistry of trachytic rocks of the Ceske Stredohori Mts.— *Casopis miner. geol.*, 1973, r. 18, č. 2, p. 131—162.
- Sigurdsson H., Shepherd J. B. Amphibole-bearing basalts from the submarine volcano, Kick'em-Jenny in the Lesser Antilles Island arc.— *Bull. volcanol.*, 1975, v. 38, N 4, p. 891—910.
- Sigvaldason G. E. Basalt from the centre of the assumed Icelandic mantle plume.— *J. Petrol.*, 1974, v. 15, N 3, p. 447—524.
- Sinha Roy S., Furnes H. Geochemistry and geotectonic implication of basic volcanic rocks in the Lower Gondwana sequence (Upper Palaeozoic) of the Sillim Himalayas.— *Geol. Mag.*, 1978, v. 115, N 6, p. 427—436.
- Smewing D., Potts Ph. J. Rare earth abundances in basalts and metabasalts from the Troodos Massif, Cyprus.— *Contrib. Miner. Petrol.*, 1976, v. 57, N 3, p. 245—258.
- Smith I. E. M. Peralkaline rhyolites from the D'Entrecasteaux Islands, Papua New Guinea.— In: *Volcanism in Australasia*. Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam — Oxford — New York, 1976, p. 275—285.
- Smith I. E. M., Davies H. L. Geology of the Southeast Papuan Mainland.— *Austral. Governm. Publ. Service, Canberra*, 1976. 86 p.
- Smith R. C., Rose A. W., Lanning R. M. Geology and geochemistry of Triassic diabase in Pennsylvania.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1975, v. 86, p. 943—955.
- Smith T. E., Jackson T. A. Spilites and quartz keratophyres of the Wagwater Belt, Jamaica, West Indies.— *Bull. volcanol.*, 1975, v. 38, N 4, p. 870—890.
- Snavelly P. D. Jr., MacLeod N. S., Wagner H. C. Miocene tholeiitic basalt of Coastal Oregon and Washington and their relations to coeval basalt of the Columbia Plateau.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1973, v. 84, N 2, p. 387—424.
- Soldatos K. Die jungen Vulkanite des griechischen Rhodopen und ihre provinziellen Verhältnisse. Zürich, Schweizer Spiegel Verlag, 1961, 103 S.
- Souther J. G., Symons D. T. A. Stratigraphy and paleomagnetism of Mount Edziza volcanic complex, northwestern British Columbia.— *Geol. Surv. Canad. Pap.* 73—32, 1974, p. 1—48.
- Sparks R. S., Wadge G. Geological and geochemical studies of the Sintra alkaline igneous complex, Portugal.— *Bull. volcanol.*, 1976, v. 39, N 3, p. 385—406.
- Stadler P. Magmatismes tertiaire et subrécent entre Taleghan et Alamout, Elbourz Central (Iran).— *Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt.*, 1971, Bd 51, H. 1, S. 1—138.
- Stanton R. L., Bell J. D. Volcanic and associated rocks of the New Georgia Group, British Solomon Islands Protectorate.— *Overseas Geol. Miner. Res.*, 1969, v. 10, p. 113—145.
- Stark J. T. Petrology of the volcanic rocks of Guam.— *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 403-C, 1963, 27 p.
- Stark J. T., Hay R. L. Geology and petrography of volcanic rocks of the Truk Islands, East Caroline Islands.— *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 409, 1963, p. 40.
- Stebbins J., Thompson G. The nature and petrogenesis of intra-oceanic plate alkaline eruptive and plutonic rocks: King's Trough, northeast Atlantic.— *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1978, v. 4, N 3/4, p. 333—362.
- Steiner A. Petrogenetic implications of the 1954 Ngauruhoe lava and its xenoliths.— *N. Z. J. Geol. Geophys.*, 1958, v. 1, p. 325—363.
- Steiner A. Crystallization behaviour and origin of the acidic ignimbrite and rhyolite magma in the North Island of New Zealand.— *Bull. volcanol.*, 1963, v. 25, N 5, p. 217—242.
- Stephenson P. J. Geochemistry of some Heard Island igneous rocks. In: *Antarctic Geol. and Geophys.*, Oslo, 1972, p. 797—801.
- Stephenson P. J., Griffin T. J. Some long basaltic lava flows in Northern Queensland.—

- In: *Volcanism in Australasia*. Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam — Oxford — New — York, 1976, p. 41—51.
- Stewart J. W.** Precambrian alkaline-ultramafic/carbonatite volcanism at Qaggsiarssuk, South Greenland.— *Medd. Grönland*, 1970, Bd 186, N 4, p. 1—70.
- Stice G. D.** Petrography of Manu'a Islands, Samoa.— *Contrib. Miner. Petrol.*, 1968, v. 19, N 3, p. 343—357.
- Stieltjes L., Joron J.-L., Treuil M., Veret J.** Le rift d'Asal, segment de dorsale émergée: discussion pétrologique et géochimique.— *Bull. Soc. géol. France*, 1976, sér. 7, t. 33, N 4, p. 851—862.
- Stobbe H. R.** Petrology of volcanic rocks of northeastern New Mexico.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1949, v. 60, N 6, p. 1041—1095.
- Stormer J. C.** Mineralogy and petrology of the Raton — Clayton Volcanic Field, northeastern New Mexico.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1972, v. 83, N 11, p. 3299—3322.
- Stout M. Z., Nicholls J.** Mineralogy and petrology of Quaternary lavas from the Snake River Plane, Idaho.— *Canadian. J. Earth Sci.*, 1977, v. 14, N 9, p. 2140—2156.
- Strong D. F.** The petrology of the lavas of Grande Comore.— *J. Petrol.*, 1972a, v. 13, N 2, p. 181—217.
- Strong D. F.** Petrology of the Island of Moheli, western Indian ocean.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1972b, v. 83, N 3, p. 389—406.
- Strong D. F.** Plateau lavas and diabase dikes of northwestern Newfoundland.— *Geol. Mag.*, 1974, v. 111, N 6, p. 501—514.
- Subba Rao S.** The geology of the igneous complex of the Girnar Hills, Gujarat state, India.— In: *22 Intern. Geol. Congr. Proceed.*, sect. 7, 1964, p. 42—60.
- Sugisaki R. a. o.** Late Paleozoic geosynclinal basalt and tectonism in the Japanese Islands.— *Tectonophys.*, 1972, v. 14, p. 35—56.
- Sukheswala R.W., Poldervaart A.** Deccan basalt of the Bombay area, India.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1958, v. 69, N 12, pt 1, p. 1475—1494.
- Sun Sh.-S., Nesbit R. W.** Petrogenesis of Archean ultrabasic and basic volcanics: evidence from rare earth elements.— *Contrib. Miner. Petrol.*, 1978, v. 65, N 3, p. 301—325.
- Sutherland D. S.** Potash trachytes and ultra-potassic rocks, associated with the carbonatite complex of the Toror Hills, Uganda.— *Min. Mag.*, 1965, v. 35, p. 363—378.
- Sutherland D. S.**, A note on the occurrence of potassium-rich trachytes in the Kaiserstuhl carbonatite complex, West Germany.— *Min. Mag.*, 1967, v. 36, N 279, p. 334—341.
- Tanaka T.** Chemical composition of geosynclinal volcanic rocks from the Paleozoic Chichibu Group in Central Japan.— *J. Geol. Soc. Japan*, 1970, v. 76, N 7, p. 323—335.
- Tanguy J.-C.** Les laves récentes de l'Etna.— *Bull. Soc. géol. France*, 1966, v. 8, N 2, p. 201—217.
- Tanguy J.-C.** Une coulée de trachyte dans l'Etna récent.— *Compt. rend. Acad. Sci.*, 1973, D277, N 24, p. 2605—2608.
- Tanguy J.-C.** Tholeiitic basalt magmatism of Mount Etna and its relations with the alkaline series.— *Contrib. Miner. Petrol.*, 1978, v. 66, N 1, p. 51—67.
- Taniguchi H.** Petrological study on Towada Volcano.— *J. Japan. Assoc. Miner. Petrol. Econ. Geol.*, 1972, v. 67, N 4, p. 128—138.
- Takeshita H.** Petrological studies on the volcanic rocks of the northern Fossa Magna region, Central Japan (pt. 1).— *Pacific Geol.*, 1974, v. 7, p. 65—92.
- Takeshita H.** Petrological studies on the volcanic rocks of the northern Fossa Magna region, Central Japan (pt. 2).— *Pacific Geol.*, 1975, v. 10, p. 1—32.
- Taylor S. R., White A. J. R.** Trace element abundances in andesites.— *Bull. volcanol.*, 1966, v. 29, p. 177—194.
- Tazaki K.** Dendritic titanite in ultrabasic picrite basalt from the Mineoka tectonic belt, Boso Peninsula, Central Japan.— *J. Geol. Soc. Japan*, 1976, v. 82, N 9, p. 573—580.
- The geology of Premier Mine.** Consulting Geol. Department Anglo American Corp. South Africa, Ltd. Johannesburg, 1969. 17 p.
- Thompson R. N., Esson J., Dunham A. C.** Major element chemical variation in the Eocene lavas of the Isle Skye, Scotland.— *J. Petrol.*, 1972, v. 13, N 2, p. 219—254.
- Thorpe R. S., Potts P. J., Francis P. W.** Rare earth data and petrogenesis of andesite from the North Chilean Andes.— *Contrib. Miner. Petrol.*, 1976, v. 54, N 1, p. 65—78.
- Tiba T.** Titaniferous biotites and associated phenocrysts in dike rocks from Dozen, Okinawa Islands.— *J. Japan Assoc. Miner. Petrol. Econ. Geol.*, 1972, v. 67, p. 357—369.
- Tilley C. E., Thompson R. N.** Melting and crystallization relations of the Snake River Basalts of Southern Idaho, U. S. A.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1970, v. 8, p. 79—92.
- Tiwari B. D.** Magmatic differentiation of the volcanics at Pavagarh, Gujarat, India.— *Bull. volcanol.*, 1972, v. 35, N 4, pt 2, p. 1129—1177.
- Torre de Assuncao C., Canilho M. H., Graca Salvado Canéllhas M.** Un aperçu sur la

- pétrographie éruptive des Açores (contributions portugaises).— Bol. Mus. Lab. miner. geol. Fac. cienc. Univ. Lisboa, 1974, v. 14, N 1, p. 77—118.
- Trimble D. F., Carr W. J.** Geology of the Rockland and Arbon quadrangles, Power County, Idaho.— U. S. Geol. Surv. Bull., 1399, 1976. 113 p.
- Tyrrell G. W.** The petrography of Jan Mayen.— Transact. Roy. Soc. Edinbourg, 1926, v. 54, N 18/19, p. 741—765.
- Tysdal R. G. a. o.** Sheeted dikes, gabbro, and pillow basalt in flysch of coastal southern Alaska.— Geology, 1977, v. 5, N 6, p. 377—383.
- Uchimizu M.** Geology and petrology of alkaline rocks from Dogo, Oki Islands.— J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, 1966, sect 2, N 16, p. 85—159.
- Ui T.** Recent volcanism in Masaya-Granada Area, Nicaragua.— Bull. volcanol., 1972, v. 36, N 1, p. 174—190.
- Ultramafic and related rocks/Ed.** by P. J. Wyllie. N. Y., 1967. 464 p.
- Upton B. G., Wadsworth W. J.** Aspects of magmatic evolution on Réunion Island.— Phil. Trans. Roy. Soc. Lond., 1972, A. 271, p. 105—130.
- Upton B. G. J., Wadsworth W. J., Latrille E.** The 1972 eruption of Kartala Volcano, Grande Comore.— Bull. volcanol., 1974, v. 38, N 1, p. 136—148.
- Vallier T. L., Bohrer D., Moreland G., McKee E. H.** Origin of basalt microlapilli in Lower Miocene pelagic sediment, northeastern Pacific Ocean.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1977, v. 88, N 6, p. 787—796.
- Vail J. R., Hornunug G., Cox K. G.** Karroo basalts of the Tuli syncline, Rhodesia.— Bull. volcanol., 1969, v. 33, N 2, p. 398—418.
- Varet J.** Les phonolites agpaitiques et miaskitiques du Cantal septentrional (Auvergne, France).— Bull. volcanol., 1969, v. 33, N 2, p. 621—656.
- Varne R.** The petrology of Moroto Mountain, Eastern Uganda, and the origin of nephelinites.— J. Petrol., 1968, v. 9, N 2, p. 169—190.
- Varne R., Rubenach M. J.** Geology of Macquarie Island and its relationship to oceanic crust.— Antarctic Research Series, 1972, v. 19, p. 251—260.
- Vatin-Perignon N., Goer de Herve A.** Les ordanchites et roches affines du massif du Cantal.— Bull. Soc. Géol. France, 1966, v. 7, N 7, p. 298—307.
- Verwoerd W. J.** The carbonatites of South Africa and South West Africa. Pretoria, Governm. Printer, 1967. 452 p.
- Vieten K.** Über die Heteromorphie-Beziehungen in der Vulkanit-Assoziation des Siebengebirges und ihre petrogenetische Bedeutung.— Neues Jb. Miner. Abh., 1972, Bd 117, H. 3, S. 282—323.
- Viljoen R. P., Viljoen M. J.** The effects of metamorphism and serpentization on the volcanic and associated rocks of the Barberton region.— In: The Upper Mantle Project. Spec. Publ. Geol. Soc. S. Africa, 1969, v. 2, p. 29—53, 55—151.
- Villari L.** The island of Pantelleria.— Bull. volcanol., 1975, v. 38, N 3, p. 680—724.
- Villaume J. F., Rose A. W.** The geochemistry of some Archean ultramafic lavas.— Chem. geol., 1977, v. 19, N 1, p. 43—60.
- Vincent P. M.** Les volcans tertiaires et quaternaires du Tibesti occidental et central (Sahara du Chad).— Mém. Bur. Rech. géol. Min., 1963, N 23, 245 p.
- Vinogradov A. P. a. o.** The structure of the mid-oceanic rift zone of the Indian Ocean and its place in the world rift system.— Tectonophys., 1969, v. 8, N 4/6, p. 377—401.
- Visser J. N. J.** Analyses of rocks, minerals, and ores. Handb. 5. Pretoria, 1964, VI. 409 p.
- Viswanathan S., Krishnamoorthi K., Shanmugam K.** Petrography and petrochemistry of the basalt sequences around Mahape, Mumbra and Kalyan, Maharashtra, India.— Bull. volcanol., 1972, v. 35, N 4, pt 2, p. 1110—1128.
- Vogt I. H.** Über anchi-monomineralische und anchi-eutektische Eruptivgesteine. Christiania, 1908, 104 S.
- Vozàr J.** Stavba permských vulkanitov chočskej jednotky na severných svahoch Nizkých Tatier.— In: Západne Karpaty. Bratislava, 1974, ser. miner., petrogr., geochim., loz. 1, S. 7—49.
- Vozàr J.** Permské vulkanity chočskej jednotkyv pohori Tribec.— In: Západné Karpaty. Bratislava, 1976, ser. miner., petrogr., geochim., loz. 2, S. 151—188.
- Wachendorf H.** Die Rhyolite und Basalt der Lebombas in Hinterland von Lourenco Marques (Mocambique).— In: Geotectonische Forschungen. Stuttgart, 1971, H. 40. 86 S.
- Wager L. R., Deer W. A.** The petrology of the Skaergaard intrusion, Kangerdlugssuaq, East Greenland.— Medd. Grönland, 1939, Bd 105, N 4, p. 1—352.
- Wagner P. A.** The diamond fields of Southern Africa. Cape Town, 1971. 355 p.
- Waldhausrovà J.** The chemistry of the Cambrian volcanics in the Barrandian area.— Krystallinikum, 1971, v. 8, p. 45—75.
- Walker G. P. L.** The Breiddalur central volcano, eastern Island.— Quart. J. Geol. Soc. Lond., 1963, v. 119, p. 29—63.
- Walker G. P. L.** Acid volcanic rocks in Iceland.— Bull. volcanol., 1966, v. 29, N 5, p. 375—402.

- Walker F., Nicolaysen L. O. The petrology of Mauritius.— *Colonial Geol. Miner. Res.*, 1953—54, v. 4, N 1, 43 p.
- Warden A. J. Evolution of Aoba Caldera volcano, New Hebrides.— *Bull. volcanol.*, 1970, v. 34, N 1, p. 107—140.
- Washington H. S. Chemical analyses of igneous rocks.— *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 14. Washington, 1903. 495 p.
- Watkins N. D. e. a. Kerguelen: continental fragment or oceanic island.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1974, v. 85, N 2, p. 201—212.
- Watters B. R. Stratigraphy, igneous petrology and evolution of the Sinclair Group in southern South West Africa. *Chamb. of Mines Precamb. Res. Unit Bull.* 16, Univ. Cape Town, 1974. 218 p.
- Weaver S. D. e. a. A geochemical study of magmatism associated with the initial stages of back-arc spreading. The Quaternary volcanics of Bransfield Strait, from South Shetland Islands.— *Contrib. Miner. Petrol.*, 1979, v. 68, N 2, p. 151—169.
- Wenner D. B., Taylor H. P. Jr. Oxygen and hydrogen isotope studies of a Precambrian granite-rhyolite terrane, St. Francois Mountains, southeastern Missouri.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1976, v. 87, N 11, p. 1587—1598.
- Werner C.-D. Subsequenter Vulkanismus im Unterharz — *Geochemie und Petrologie.*— *Z. geol. Wissenschaft*, 1978, H. 9, S. 1161—1171.
- West W. D. Petrology and petrogenesis of 48 flows of Deccan traps penetrated by borings in W. India.— *Trans. Nat. Inst. Sci. India*, 1958, v. 4, N 1, p. 1—56.
- Westerkamp D. Petrology of the volcanic rocks of Martinique, West Indies.— *Bull. volcanol.*, 1976 v. 39, N 2, p. 175—200.
- Westerveld J. Phases of Neogene and Quaternary volcanism in Asia Minor.— In: *Intern. Geol. Congr.*, 20 sess., sect. 1, *Volcanologia del Cenozoico*. Mexico, 1957, t. 1, p. 103—119.
- Whitehead R. E. S., Goodfellow W.D. Geochemistry of volcanic rocks from the Tetagouche Group, Bathurst, New Brunswick, Canada.— *Canad. J. Sci.*, 1978, v. 15, N 2, p. 207—219.
- Whitford D. J., a. o. Geochemistry of late Cenozoic lavas from eastern Indonesia: role of subducted sediments in petrogenesis.— *Geology*, 1977, v. 5, 1977, v. 5, N 9, p. 571—575.
- Wilcox R. E. Petrology of Paricutin volcano, Mexico.— *U. S. Geol. Surv. Bull.* 965-C, 1954.
- Wilkinson J. F. G. The magmatic affinities of some volcanic rocks from the Tweed Shield Volcano, S. E. Queensland.— *N. E. New South Wales. Geol. Mag.*, 1968, v. 105, p. 275—289.
- Williams A. E. The genesis of the diamond. London, 1932.
- Williams D. A. C. Archean ultramafic, mafic and associated rocks, Mt Monger, Western Australia.— *J. Geol. Soc. Austral.*, 1972, v. 19, pt 2, p. 163—188.
- Williams H. Volcanoes of the Paricutin region, Mexico.— *U. S. Geol. Surv. Bull.* 965-B, 1950.
- Williams H., McBirney A. R. Volcanic history of Honduras.— *Berkeley-Los Angeles, Univ. California Publ. Geol. Sci.*, 1969, v. 85. 101 p.
- Williams L. A. J. Geochemistry and petrogenesis of the Kilimanjaro volcanic rocks of the Amboseli area, Kenya.— *Bull. volcanol.*, 1969, v. 33, N 3, p. 862—888.
- Willmott W. F. a. o. Igneous and metamorphic rocks of Cape York Peninsula and Torres Strait.— *Austral. Governm. Publ. Serv.*, Canberra, 1973. 145 p.
- Wilson I. H. Volcanism on a Proterozoic continental margin in northwestern Queensland.— *Precamb. Res.*, 1978, v. 7, N 3, p. 205—235.
- Wimmenauer W. Beiträge zur Petrographie des Kaiserstuhls, 1.— *Neues Jb. Miner. Abh.*, 1957, Bd 91, H. 1/3, S. 131—150.
- Wimmenauer W. Beiträge zur Petrographie des Kaiserstuhls, 1, 2, 3. *Neues Jb. Miner. Abh.*, 1959, Bd 93, H. 2, S. 133—173.
- Wimmenauer W. Beiträge zur Petrographie des Kaiserstuhls, 4, 5.— *Neues Jb. Miner. Abh.*, 1962, Bd 98, H. 3, S. 367—415.
- Wimmenauer W. e. a. Neuere Befunde über den Untergrund des Kaiserstuhls.— *Ber. Naturf. Ges. Freiburg*, 1977, Bd 67, S. 405—424.
- Wood D. A. Dynamic partial melting: its application to the petrogenesis of basalts erupted in Iceland the Faroe Islands, the Isle of Skye (Scotland) and the Troodos Massif (Cyprus).— *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1979, v. 43, N 7, p. 1031—1046.
- Wood D. A., Tarney J. a. e. Geochemistry of basalts drilled in the North Atlantic by IPOD Leg 49: implications for mantle heterogeneity.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1979, v. 42, N 1, p. 77—97.

- Wood D. A., Gibson I. L., Thompson R. N. Elemental mobility during zeolite facies metamorphism of the Tertiary basalts of eastern Iceland. — *Contrib. Miner. Petrol.*, 1976, v. 55, N 3, p. 241—254.
- Wrucke Ch. T., Silberman M. L. Cauldron subsidence of Oligocene age at Mount Lewis, Northern Shoshone Range, Nevada. — *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 876. Washington, 1975. 20 p.
- Yagi K. Petrochemistry of the alkaline rocks of the Ponape Islands, eastern Pacific Ocean. — *Intern. Geol. Congr. 21 Rept. Sess.*, Copenhagen, 1960, pt 13, p. 108—122.
- Yamamoto M., Oki K., Hayasaka Sh. Mineral and chemical composition of welded tuffs in Kagoshima City, Kagoshima Prefecture Japan — *J. Japan. Assoc. Miner. Petrol. Econ. Geol.*, 1977, v. 72, N 2, p. 67-74.
- Yeats R. S. a.o. Core from Cretaceous basalt, Central Equatorial Pacific, Leg. 16, Deep Sea Drilling Project. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1973, v. 84, N 3, p. 871—882.
- Yellur D. D. Geochemical clues in the investigation of the tectonic environment of the Dalma greenstones, Bihar, India. — *Chem. Geol.*, 1977, v. 20, N 4, p. 345—363.
- Yellur D. D., Nair R. S. Assigning a magmatically defined tectonic environment to Chitradurga metabasalts, India, by geochemical methods. — *Precamb. Res.*, 1978, v. 7, N 3, p. 259—281.
- Zeil W., Pichler H. Die kainozoische Rhyolith - Formation in mittleren Abschnitt der Anden. — *Geol. Rundschau*, 1967, Bd 57, H. 1, S. 48—81.

*Анатолий Федорович Белоусов  
Александр Петрович Кривенко  
Зинаида Гавриловна Полякова*

## ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Ответственный редактор *Юрий Алексеевич Кузнецов*

Утверждено к печати  
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редакторы издательства *Л. Г. Верзакова, С. А. Сабко*  
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*  
Художник *Н. А. Пискун*  
Технический редактор *Н. М. Остроумова*  
Корректоры *К. И. Сергеева, С. М. Погудина*

ИБ № 10924

Сдано в набор 15.01.81. Подписано к печати 15.12.81. МН 12045. Формат 70×108<sup>1/16</sup>. Бумага типографская № 1. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 24,5. Усл. кр-отт. 24,6. Уч.-изд. л. 27,1. Тираж 1400 экз. Заказ № 425. Цена 4 р. 40 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099  
Новосибирск, 99, Советская, 18.  
4-я типография издательства «Наука». 630077  
Новосибирск, 77, Станиславского, 25

ИЗДАНИЕ

Г13  
вып. 500



ИЗДАТЕЛЬСТВО „НАУКА“  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ