А. Ф. БЕЛОУСОВ

# ПРОБЛЕМЫ АНАЛИЗА ЭФФУЗИВНЫХ ФОРМАЦИЙ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Выпуск 246

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
SIBERIAN BRANCH

TRANSACTIONS OF THE INSTITUTE OF GEOLOGY AND GEOPHYSICS

Issue 246

A. F. BELOUSSOV

# PROBLEMS OF THE EFFUSIVE FORMATIONS ANALYSIS

Responsible editor
acad. Ju. A. KUZNETSOV



PUBLISHING HOUSE "NAUKA"
SIBERIAN BRANCH
Novosibirsk · 1976

А. Ф. БЕЛОУСОВ

П3

# ПРОБЛЕМЫ АНАЛИЗА ЭФФУЗИВНЫХ ФОРМАЦИЙ

Ответственный редактор
акад. Ю. А. КУЗНЕЦОВ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1976



УДК 550.42+552.16+552.111+552.313

В монографии на примере Алтае-Саянской области освещаются методические вопросы выделения и сравнительного изучения древних вулканических комплексов. Приведены сравнительные статистические данные по петрографии и петрохимии выделенных комплексов. Апробируется вариант детальной систематики вулканических комплексов по составу. Проведен анализ зеленокаменных изменений. С учетом материалов о составе вулканических ассоциаций других областей и современных теоретических и экспериментальных данных о магмо- и породообразующих системах рассматриваются актуальные проблемы петрогенеза вулканических формаций.

Работа рассчитана на геологов и петрографов, занимающихся изучением эффузивных и метаэффузивных формаций и общими вопросами формационного анализа.

Principles of field separation and comparative study of paleovolcanic complexes are discussed. Petrographic and petrochemical statistics and practical version of the detailed compositional classification is presented. Low-grade metamorphism of volcanics is analysed. The actual problems of formational petrogenesis are discussed relevant to volcanics composition data and theoretical and experimental results.

Б $\frac{20805-701}{055(02)-76}$ 133—75

©Издательство «Наука», 1976.

Настоящая работа не является систематическим пособием по изучению эффузивных или метаэффузивных формаций. Тематика ее определялась теми вопросами формационного анализа, с которыми автору пришлось непосредственно столкнуться при исследованиях древних эффузивных ассоциаций, сопоставлении их с кайнотипными и попытках петрологического истолкования.

Глава I может рассматриваться как пример общегеологического анализа с целью выделения вулканических комплексов — региональных формационных единиц — в геосинклинально-складчатой области. Эти единицы и их ареалы (региональные вулканические зоны) могут быть опорными при формационном картировании вулканических образований, а также при обзорных сравнительных исследованиях. Показано, что вулканические комплексы выделяются в природных границах, примерно совпадающих с границами региональных тектоно-формационных зон. Увязка вулканических комплексов с общим тектоно-формационным районированием оказывается полезной во многих отношениях, и в частности она облегчает работу по расшифровке связей состава и массовости вулканизма с палеотектонической обстановкой.

Приводится (гл. II—IV) отработанная на примере изучения древних эффузивных комплексов Алтае-Саянской области методика петрохимического и петрографического исследования, описаний и сопоставлений (выбор показателей состава, расчленение совокупностей пород, статистические приемы оценок и сравнений). Методика позволяет получить целостное петрохимическое и петрографическое представление об эффузивном комплексе, в частности, благодаря оценкам по укрупненным подразделениям — породным группам: базальтоидной, кислой, щелочно-салической. Она включает ряд нетрадиционных показателей состава и структуры пород. Статистические данные, приведенные в этих главах, представляют интерес не только региональный, но и как материал для петрогенетической интерпретации, развиваемой в главах V и VIII.

В главе V дается петрогенетическая трактовка вторичных минеральных ассоциаций в метаэффузивах. Основное внимание обращено на нетрадиционные подходы к изучению вторичных ассоциаций, в частности, на статистический анализ встречаемости, взаимной сопряженности и последовательности вторичных минералов, который помогает выявить многие особенности обстановки и хода минералообразования. Доказывается региональный и прогрессивный характер низкотемпературных (зеленокаменных) преобразований эффузивных толщ (некоторые авторы рассматривают эти изменения как сумму специфических локальных изменений около вулканических аппаратов). Путем совместного анализа данных по петрохимии метаэффузивов и их вторичному минеральному составу устанавливаются основные тенденции изменения химизма эффузивных масс при низкотемпературных изменениях, включая эпидот-актинолитовую ступень.

Излагается точка зрения автора по дискуссионным методологическим вопросам систематики магматических формаций, опирающаяся на приоритет вещественно-парагенетических признаков и признание нежесткого (стохастического) характера связи между разными признаками формаций, в частности между вещественно-парагенетическими и тектоническими (гл. VI). Дается принципиальная трактовка формационного анализа как целостного рассмотрения ассоциаций горных пород. Отстаивается понимание формаций горных пород как природных ассоциаций разных рангов.

В главе VII изложен опыт сравнительной петрохимической оценки составов формаций крупного ранга — вулканических ассоциаций подвижных поясов (геосинклинальных, орогенных) и отчасти областей материковых платформ и океанов. Оценки и сравнения проведены для базальтоидной, кислой и щелочносалической породных групп.

Рассмотрен ряд вопросов формационной петрологии эффузивов с целью петрогенетического объяснения особенностей статистического распределения составов пород в вулканических ассоциациях разных рангов (гл. VIII). Основное внимание уделено магмагенезу главных составляющих эффузивных формаций — базальтоидной, кислой и щелочносалической породным группам. Рассматриваются возможные причины наблюдаемых «разрывов» в распределении составов между этими группами. Оценивается правомерность гипотезы о самостоятельности (автономии) указанных породных групп с учетом современных геолого-петрографических и физико-химических (теоретических, экспериментальных) данных. Развивается представление о магмообразующих легкоплавких котектиках как главной предпосылке обособления магм базальтоидных, щелочносалических и кислых в процессах частичного плавления. Намечаются контуры общей модели распределения (зональности) глубинных магмообразующих субстратов.

Работа выполнена в лаборатории магматических формаций Института геологии и геофизики СО АН СССР при поддержке руководителя лаборатории академика Ю. А. Кузнецова.

Непосредственным помощником автора была З. Г. Полякова. При доработке книги ценные замечания высказаны И. В. Лучицким, Н. Л. Добрецовым, Д. С. Штейнбергом. Всем товарищам автор выражает глубокую благодарность.

*Глава I*

# ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЗОН И КОМПЛЕКСОВ

Тектоно-формационная зональность запада Алтае-Саянской области в связи с расчленением вулканических ассоциаций и выделением вулканических комплексов рассматривалась нами в нескольких работах (Белоусов, Сенников, 1960; Белоусов, Кочкин, 1963; Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969; Белоусов и др., 1972; Белоусов, Налетов, Полякова, 1974). В этих работах использованы многочисленные стратиграфические и другие общегеологические материалы разных исследователей. Здесь мы приведем сжатую геологическую характеристику выделяемых зон и ограничиваемых ими вулканических комплексов со ссылками лишь на главнейшие источники и новые работы, позволяющие уточнить положение и возраст вулканических ассоциаций.

Общее тектоническое и тектоно-формационное (или структурно-фациальное) районирование области и отдельных ее регионов разбиралось во многих исследованиях (В. А. Кузнецов, 1952, 1963; Унксов, 1958; Белостоцкий, Зоненшайн, Красильников и др., 1959; Хоментовский, 1961; Волков, 1966; Нехорошева, 1966; Дергунов, 1967; Сенников, 1969; Моссаковский, 1963б; Скобелев, 1963; Мусатов, 1964; Красильников, 1966; Горелов, 1967; Винкман, Гинцингер, Дубинкин и др., 1970, и др.). Эти работы содержат ряд отправных моментов для тектоно-формационного районирования эффузивно-осадочных толщ рифея и нижнего палеозоя, хотя в основу районирования в них в большинстве случав положен анализ более молодых толщ и структур палеозоя. Для наших целей потребовалась детализированная проработка тектоно-формационной зональности для рифейского и нижнепалеозойского уровней, которая и была выполнена на основе материалов детальных геологических съемок Западно-Сибирского, Красноярского и Новосибирского геологических управлений, материалов тематических стратиграфических и литолого-формационных исследований геологических управлений, СНИИГГиМСа, ВСЕГЕИ, ИГиГ СО АН СССР и других учреждений, некоторых данных региональной геофизики и результатов специального изучения древних эффузивных формаций области.

Изучение вулканических ассоциаций с одновременным учетом общей их тектоно-формационной позиции позволяет подойти к оценке связей тектонического положения с составом, массовостью и некоторыми другими признаками вулканизма.

Распространение гнейсо-сланцевого метаморфического комплекса протерозоя (рис. 1), которое подтверждается новыми исследованиями этого комплекса и древнейших интрузий (Родыгин, 1968; Мусатов, Межеловский, 1968; Ивонин, 1971; Хорева, Искандерова, Чухонин, 1971, и др.) и гравиметрическими данными (Ф. И. Рубаха, М. Я. Шлаин, 1965 г.; Есиков, Ладынин, Боровских, Уманцева, 1970; Розенфарб, 1971, и др.), позволяет предполагать, что более молодые геосинклинальные толщи верхнего докембрия и нижнего палеозоя формировались уже на

двуслойной коре с гранитоидно-метаморфическим этажом, хотя и недоразвитым (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969; Белоусов, Налетов, Поляков, 1974).

К позднедокембрийскому этапу относятся выдержанные на больших пространствах осадочные и эффузивно-осадочные толщи, не испытавшие регионального бластеза; условно мы именуем эту докембрийскую серию «неметаморфической» (см. рис. 1). К ней относятся мощные кремнисто-глинисто-доломито-известняковые и подчиненные им эффузивные накопления общей мощностью до 11 000—14 000 м — баратальская и манжерокская толщи и их аналоги в Горном Алтае, кивдинская и аламбайская в Салаирском кряже, енисейская и мунжинская и их аналоги в Горной Шории, енисейская (полуденная, кульбюрстюгская, таржульская и их аналоги) в Кузнецком Алатау и Батеневском и Солгонском кряжах.

Нижняя половина разреза верхнедокембрийской серии имеет возраст в пределах нижний—средний рифей, определяемый по наличию флоры *Newlandia* в верхних и средних горизонтах. Эта часть разреза выполнена довольно однообразным комплексом морских отложений, обычно обуглероженных,— известняков, глинистых сланцев и микрокварцитов ( баратальская, кивдинская, енисейская толщи и их аналоги). Выделяется зона развития одновременных им мощных эффузивов — Кузнецкоалатауско-Солгонская. Обильные эффузивы наблюдаются в районе, ограниченном следующими пунктами: р. Кия, близ впадения Кийского Шалтыря, на северо-западе; р. Белый Июс, выше пос. Беренджак, на юго-востоке; слияние рек Белой и Черной Усы, на юго-западе; низовье р. Агаты (Солгонский кряж) на северо-востоке. Эффузивные продукты переслаиваются с известняками, сланцами и микрокварцитами и на периферии указанного района постепенно выклиниваются. Спорадически среди пород нижней части «неметаморфической» серии эффузивные породы встречаются в Батеневском кряже, на южной и северной окраинах Кузнецкого Алатау, в Горной Шории и восточной части Горного Алтая и, возможно, на Салаире. По предварительным материалам, эти скудные эффузивы представлены базальтоидными и кое-где кислыми породами.

Опорные стратиграфические данные для выделения в Кузнецком Алатау рифейского вулканического комплекса на уровне низов «неметаморфической» (енисейской) серии были получены группой томских геологов недавно (Иванкин, Коптев, Номоконов и др., 1964; Васильев, Иванкин, Коптев и др., 1968; Номоконов, Васильев, Иванкин и др., 1970), хотя предположения о протерозойском возрасте толщ с указанными эффузивами на отдельных площадях выдвигались неоднократно, начиная с 30-х годов (Б. Ф. Сперанским, А. А. Зенковой, К. В. Радугиным и др.).

В Кузнецкоалатауско-Солгонской зоне (Белоусов, Налетов, Полякова, 1974) вулканический комплекс представлен базальтоидами лейкократового уклона и уступающими им по количеству кислыми эффузивами. Насыщенность разреза эффузивными продуктами умеренная.

В Кузнецкоалатауско-Солгонской зоне массовые эффузии начались с излияний базальтоидных лав, которые образуют мощную толщу. Выше идет чередование базальтоидных и кислых эффузий. Мощные лавы сопровождаются псефитовыми (нередко валунными) продуктами перемыва базальтоидных и кислых эффузивов, известняков и кремнистых пород енисейской серии. Таким образом, наиболее массовые излияния сопряжены с регрессивной сменой характера осадков.

Выше в разрезе прослеживается трансгрессивная литофациальная тенденция — вытеснение грубых переотложенных масс сланцами и известняками. Известняки вверху образуют крупные пачки и затем обособляются в почти сплошную известняковую толщу. Только в самых

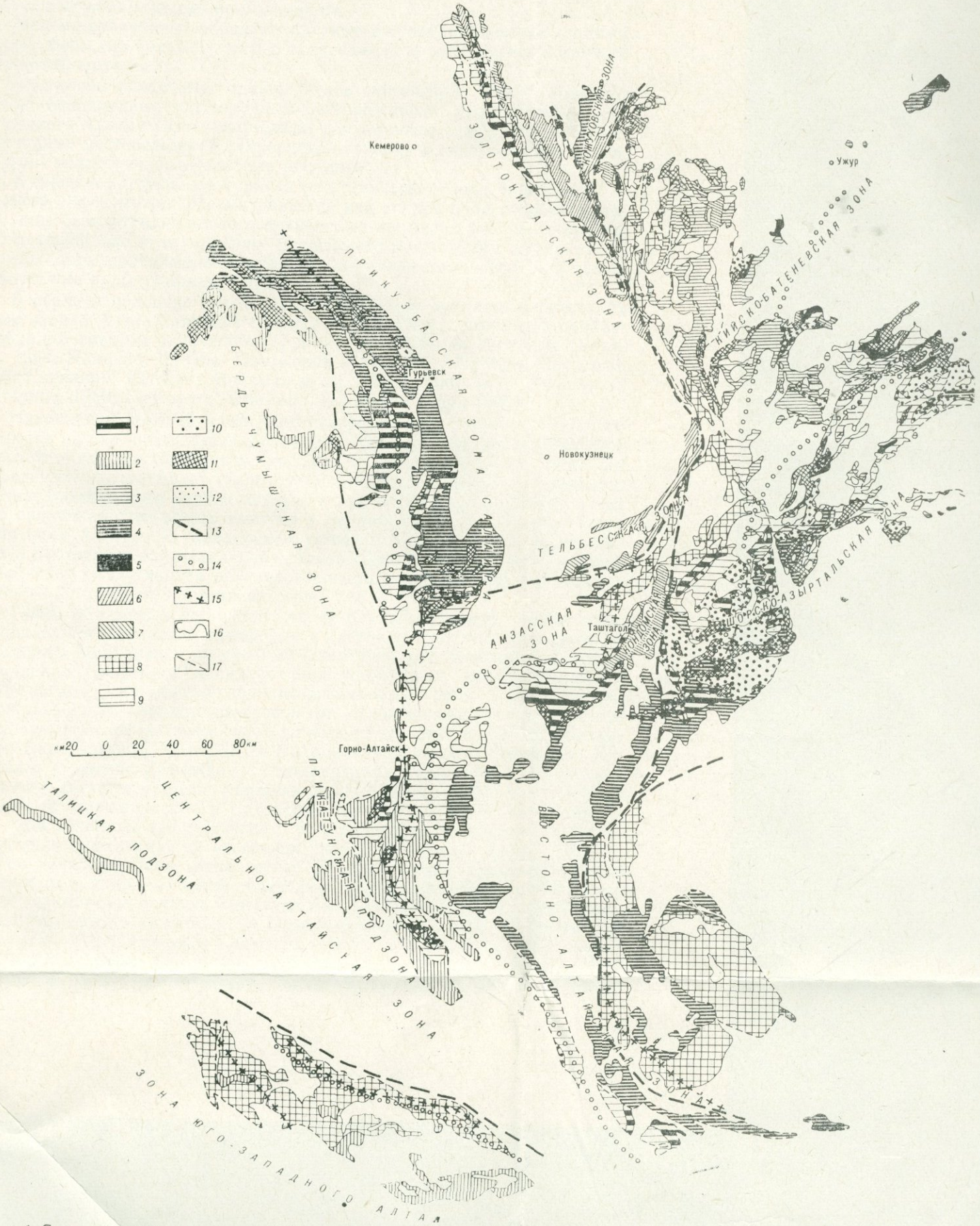



*Рис. 1.* Схема размещения вулканических комплексов рифея и нижнего палеозоя и нижнепалеозойских зон вулканогенно-осадочного накопления в западной части Алтае-Саянской области.

Ассоциации базальтоидов: *1* — комплекс верхней части «неметаморфической» серии (рифей — венд (?)) Томско-Обской зоны со скудными кислыми эффузивами; *2* — комплексы кембрия — нижнего ордовика; ассоциации базальтоидов и кислых эффузивов; *3* — комплекс нижней части «неметаморфической» серии (рифей) Кузнецкоалатауско-Солгонской зоны; *4* — комплексы кембрия — нижнего ордовика; ассоциации базальтоидов и кислых эффузивов щелочного уклона; *5* — комплекс верхней части «неметаморфической» серии (рифей — венд (?)) Восточно-Кузнецкой зоны; *6* — комплекс среднего кембрия — нижнего ордовика; *7* — ассоциации базальтоидов и щелочноасалических эффузивов — комплексы нижнего и низов среднего кембрия; *8* — *выступы метаморфической серии протерозоя*; *9* — *выступы известняково-сланцево-микрокварцитовых толщ нижней части «неметаморфической»* серии рифея — венда; *10* — выступы доломитовых толщ верхней части «неметаморфической» серии рифея — венда; *11* — выступы известняковых толщ нижнего кембрия; *12* — участки сокращенных мощностей нижнего кембрия (показано на фоне других обозначений); *13* — элементы глубинных разломов кембрийского и более древнего заложения; *14* — ориентировочное положение осей барьерных (интрагеоантиклинальных) зон в кембрии; *15* — оси крупных положительных аномалий силы тяжести (предполагаемых зон поднятия глубинных слоев коры); *16* — границы стратиграфические и интрузивные; *17* — границы дизъюнктивные.

верхах рассматриваемой части енисейской серии (под более молодыми эффузивно-доломитовыми накоплениями, описываемыми ниже) появляются признаки регрессии — грубые продукты переотложения пород и аркозового материала.

Для базальтоидных лав характерна покровная форма залегания, нередко с подушечным сложением покровов, а для субвулканитов — трещинные и межслоевые формы. Базальтоидные лавы соразмерны по объему с их обломочными производными.

Кислые вулканиты образуют лавовые и субвулканические залежи разных форм, но большей частью встречаются в виде переотложенного аркозового материала.

Эффузивно-осадочные толщи низов енисейской серии вмещают жильно-вкрапленные золоторудные месторождения центральной части Кузнецкого Алатау (Коммунаровское, Саралинское и др.), скарново-железорудные месторождения (Терсинская группа) и контролируют расположение некоторых золотоносных россыпей.

Кузнецкоалатауско-Солгонская вулканическая зона нижнего (?) — среднего рифея может рассматриваться как южное продолжение крупной зоны базальтоидно-кислого вулканизма примерно того же возраста, занимающей западную половину Енисейского кряжа, где с вулканитами связаны промышленные медноколчеданно-полиметаллические, а также гематитовые руды (Корнев, 1968).

В верхней половине разреза докембрийской «неметаморфической» серии запада Алтае-Саянской области содержатся водоросли и проблематика с возрастом от среднего (?) или верхнего рифея до венда (Борисов, 1964; Иванкин, Коптев, Номоконов и др., 1964; Афонин, Поспелов, 1968; Савицкий, Щеглов, Винкман и др., 1968; Винкман, Гинцингер, Асташкин, 1969; Гинцингер, Винкман, Асташкин и др., 1969).

Накопления верхней части неметаморфической серии ясно подразделяются на две литофациальные зоны. Одна из них характеризуется мощным развитием доломитов (см. рис. 1), обычно светлых, часто водорослевых, и охватывает территорию восточного склона Кузнецкого Алатау, Батеневского кряжа, юго-восточной части Горной Шории и южного окончания Катунского выступа в Горном Алтае. В западной части Кузнецкого Алатау, на Салаирском кряже и большей части Центрального и Восточного Алтая осадочная ассоциация верхов «неметаморфической» серии представлена обуглероженными известняками, сланцами и микрокварцитами, как и в низах серии.

Таким образом, в восточной части рассматриваемой территории, обращенной к Сибирской платформе и древнему массиву Протеросаяна, намечается обширная зона преднижнекембрийского резко мелководного накопления, сменяемая западнее зоной устойчивого накопления более глубоководных кремнисто-глинисто-известковых илов. С доломитами и микрокварцито-глинисто-известковыми отложениями верхней половины «неметаморфической» серии во всех ее крупных выступах (Катунском, Баратальском, Центрально-Салаирском, Бийском, Мрасском, Пезасском, Восточно-Кузнецком) ассоциируются эффузивы. Последние образуют местами мощные (порядка 2000—3500 м) эффузивные толщи, такие как манжерокская в Катунском выступе, арыджанская в Баратальском, мунжинская в Бийском, усть-анзасская (арыкская) в Мрасском, кульбюрстюгская на восточном склоне Кузнецкого Алатау. В других случаях эффузивы дают менее мощные толщи (лощенковская в Батеневском кряже и толщи некоторых других участков) или прослаивают кремнисто-сланцево-известняковые разрезы верхов «неметаморфической» серии докембрия (в Центрально-Салаирском и Пезасском выступах). Перечисленные разрезы охарактеризованы в ряде работ (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969; Царев, 1967; Пешехонов, 1969; Гинцингер, Винкман, Асташкин и др., 1969; Номоконов, Васильев, Иван-

кин, 1970; Бровков, Балицкий, Бучарская, Ярошевич, 1970; Ивонин, 1971; Белоусов, Налетов, Полякова, 1974, и др.).

В существенно доломитовой зоне, в отличие от кремнисто-глинисто-известняковой, эффузивы нередко красноцветны (Солгонский и Батеневский кряжи, Мрасский выступ, юг Катунского выступа), что указывает не только на мелководные, но и, возможно, субаэральные условия извержений.

Доломитовые толщи (таржульская и ее аналоги) вместе с ассоциирующими эффузивами достигают большой мощности (в Батеневском кряже и в бассейне р. Белый Июс до 4500—7000 м — Борисов, 1964; Иванкин, Коптев, Номоконов и др., 1964), т. е. доломитовую зону нельзя противопоставить кремнисто-глинисто-известняковой просто как зону тектонического поднятия. Однако мощность эффузивно-доломитового комплекса довольно изменчива, и не исключено, что режим погружений в разных участках существенно доломитовой зоны был не столь выдержан, как в кремнисто-глинисто-известняковой. Будучи зоной длительного прогибания, доломитовая зона, очевидно, характеризовалась компенсированным накоплением и оставалась относительно приподнятой.

Позднедокембрийские эффузии начались, по-видимому, почти одновременно на всей территории и сразу в виде массовых излияний с большим насыщением соответствующих частей разреза лавами. К концу рифея и началу венда (доломитовая таржульская свита и ее аналоги) массовые излияния прекратились, хотя на некоторых участках можно предполагать в это время слабые проявления вулканизма.

Массовые излияния верхней половины «неметаморфической» серии ясно сопряжены с регрессивным литофациальным изменением осадков. Последнее выражается в появлении рифогенно-водорослевых и брекчиевых доломитов, красноцветных прослоев и валунно-галечных конгломератобрекчий из обломков эффузивов и осадочных пород «неметаморфической» серии. Красноцветные лавы явно свидетельствуют о перекомпенсации и подъеме верхней поверхности накоплений. Обмелению и перекомпенсации сопутствуют кое-где размывы и несогласия в почве и кровле существенно эффузивной толщи (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969; Иванкин, Коптев, Шипицын, 1970, и др.).

Эффузивы верхней половины «неметаморфической» серии представлены почти исключительно базальтоидами. Эти базальтоиды имеют некоторые очень характерные петрографические и петрохимические черты, выдержанные на огромной территории (см. гл. II и III), что позволяет использовать эти породы как образования, маркирующие верхнюю часть «неметаморфической» серии докембрия (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969; Белоусов, Налетов, Полякова, 1974).

Вместе с тем эти базальтоиды в восточных районах (Мрасский выступ, восточный склон Кузнецкого Алатау, Батеневский и Солгонский кряжи) обнаруживают направленное уклонение состава по сравнению с западными (гл. II) и, в частности, повышение железистости. Таким образом, заметные уклонения состава намечаются как раз на площади существенно доломитовой зоны. Наиболее заметно обособляются по составу базальтоиды крайней восточной полосы (восточного склона Кузнецкого Алатау, Батеневского и Солгонского кряжей), обнаруживающие лейкобазальтоидный и слегка щелочной уклон. Именно в этой зоне с базальтоидами ассоциируют резко подчиненные им кислые вулканиты щелочного уклона (Номоконов, Васильев, Иванкин и др., 1970; Белоусов, Налетов, Полякова, 1974). Эта зона нами выделена под названием Восточно-Кузнецкой, а ограничиваемая ее пределами эффузивная ассоциация описана как трахилипарито-металейкобазальтоидный вулканический комплекс (Белоусов, Налетов, Полякова, 1974).

Западнее на всех участках базальтоиды верхов «неметаморфиче-

ской» серии представлены почти исключительно метабазальтами. Аналоги андезито-базальтов редки. Очень редки в западных районах кислые вулканиты, зафиксированные в виде обломков субаркозовых пород, туфовых частиц и проблематичных коренных залежей. Пачки со значительным присутствием частиц кислых эффузивов, ассоциирующие с метабазальтами, отмечены на юге Катунского выступа, в Центрально-Салаирском выступе (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969; Васильев, 1968), Баратальском (А. Ф. Белоусов, 1971 г.). К преднижнекембрийской эффузивно-доломитовой толще, по новым данным, относятся также аркозовые пачки в Мундыбашском выступе докембрия на севере Горной Шории (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969; Дербиков, Руткевич, 1971; Г. Ф. Горелов, 1970—1971 гг). Кислые вулканиты здесь не проявляют повышенной щелочности.

Область развития риодацито-метабазальтового (почти чисто метабазальтового) комплекса верхов «неметаморфической» серии нами выделяется под названием Томско-Обской зоны.

Подразделение на Томско-Обскую и Восточно-Кузнецкую зоны, учитывающее существенные различия в составе эффузивных ассоциаций, совпадает в принципе, хотя и не в частностях, с зональностью литофациально-тектонической (подразделением на существенно доломитовую и кремнисто-глинисто-известняковую зоны).

Для базальтоидных и частью кислых лав верхов «неметаморфической» серии характерно субгоризонтально-покровное первичное залегание. Часто отмечается подушечная текстура. Основной тип подводящих каналов базальтоидных эффузий трещинный. Главная часть вулканитов сформировалась определенно в результате массовых трещинно-покровных излияний, перемежавшихся с морскими осадками.

В Томско-Обской зоне лавы большей частью преобладают в разрезах над обломочными вулканическими продуктами, что характерно для так называемых лавовых вулканов (Ритман, 1964). В разных разрезах Восточно-Кузнецкой зоны соотношение между лавами и их обломочными производными различно, но в общем преобладают последние. Это различие между зонами в соотношении лавовых и обломочных масс можно в основном объяснить более оживленным перемывом эффузивов в Восточно-Кузнецкой зоне, так как признаков резкого различия типов извержения между зонами нет.

Из субвулканических образований наиболее распространены дайки и межпластовые залежи диабаз-порфиритов, диабазов, габбро-диабазов. Известны также довольно многочисленные штокообразные тела габбро-диоритов, тяготеющие к участкам выходов лав и петрохимически близкие к ним (в частности, так же специфически высокотитанистые). Эти тела могут быть глубинными частями вулканических каналов или слепыми субвулканическими интрузиями. Многочисленные тела таких габброидов закартированы при детальных геологических съемках на восточном склоне Кузнецкого Алатау (Белоусов, Налетов, Полякова, 1974), где они включались в состав так называемого бюйского интрузивного комплекса, в Пезасском выступе на западном склоне Кузнецкого Алатау (Никонов, 1970; Никонов, Лельчук, 1971), в Бийском выступе (Кривчиков, 1970) и других местах.

К эффузивно-микрокварцито-сланцево-известняковым толщам верхов «неметаморфической» серии рифея с характерной для них обуглероженностью во многих районах (Центрально-Салаирский и Бийский выступы, северная окраина Мрасского выступа, западный склон Кузнецкого Алатау) тяготеют золотоносные россыпи.

К существенно доломитовым толщам верхов «неметаморфической» серии (юг Катунского выступа, Мрасский выступ, Восточно-Кузнецкая зона) в ассоциации с эффузивами или без них приурочены месторождения и многочисленные проявления фосфоритов. В фосфатизированных

горизонтах аномально высокое содержание фосфора нередко отмечается и в эффузивных породах (вторичное обогащение). Эффузии могли способствовать осаждению фосфора, повышая кислотность вод (Бровков, Балицкий, Бучарская, Ярошевич, 1970, и др.).

В Мрасском выступе пестроцветные эффузивы верхов «неметаморфической» серии вмещают самородную медь (Тайметское месторождение), определенно связанную с ранней поствулканической минерализацией.

Тектоно-формационные зоны нижнего палеозоя, определяющие размещение вулканических комплексов этого возраста, показаны на рис. 1.

Крайней юго-западной зоной развития нижнепалеозойских эффузивов Алтае-Саянской области является зона Юго-Западного Алтая, расположенная вдоль юго-западной периферии Теректинского выступа докембрийской метаморфической серии (см. рис. 1).

Эффузивы содержатся в верхней половине разреза сугашской свиты, которая имеет общую мощность до 4000 м, залегает на метаморфической серии и содержит в обломках продукты размыва последней. Осадочные породы сугашской свиты представлены в основном флишоидным набором песчаников и алеврито-глинистых пород. Встречаются микрокварциты. Палеонтологических остатков в породах не обнаружено.

Выше залегают также немые флишоидные толщи суммарной мощностью около 11 000 м, и только еще выше, в сероцветной (бирюсинской) свите, найдена фауна табулят среднего ордовика (Волков, 1966).

Достаточные основания для сопоставления сугашской свиты с толщами «неметаморфической» серии докембрия отсутствуют. Значительное сходство состава осадков с комплексом осадков маралихинской, засурьинской и чарышской свит соседнего Талицкого района (см. рис. 1), а также близость положения палеомагнитного полюса сугашской и засурьинской свит (В. Л. Широков, М. Т. Зорин, 1963 г.) позволяет полагать их примерно одновозрастными. Для упомянутых свит Талицкого района правомерна параллелизация по составу с некоторыми толщами кембрия Прикатунского района (см. ниже). Возраст сугашской свиты принимается предположительно кембрийским.

От нижней и верхней части сугашской свиты прослеживается регрессивная смена осадков (по крупности материала). Эффузивы, таким образом, приурочены к верхней части крупного регрессивного ритма.

Эффузивы представлены породами только базальтоидной группы (метабазальтовый комплекс).

Доля эффузивных продуктов в верхней части сугашской свиты меняется от места к месту, превышая 75% в опорном разрезе у дер. Тихонькой. Лавы в общем преобладают над их обломочными продуктами.

Характерно почти полное отсутствие грубого грауваккового материала.

Параллельное переслаивание лавовых залежей со слоистыми песчано-алевритовыми осадками достаточно хорошо свидетельствует о первичном горизонтально-покровном излиянии лав в морской фации.

Субвулканическими аналогами лав сугашской свиты являются развитые в тесной ассоциации с ними дайки и межпластовые залежи диабазов, диабаз-порфиритов, габбро-диабазов.

Изученные на южной периферии Теректинского выступа эффузивные образования представляют, по-видимому, лишь небольшую часть эффузивов зоны Юго-Западного Алтая. Предположительно кембрийская толща с базальтоидами мощностью до 4000 м (карагольская свита) занимает большую площадь южнее, в районе г. Белухи (Волков, 1966; Нехорошев, 1966).

Центрально-Алтайская зона мощного нижне- и среднекембрийского эффузивно-осадочного накопления охватывает западную

часть Катунского выступа (антиклинорий) и Талицкий выступ и закрытое отложениями ордовика — девона ложе Ануйско-Чуйской впадины (синклинорий). Значительные различия разрезов восточного и западного бортов этого обширного кембрийского геосинклинального трога позволяют выделить Прикатунскую и Талицкую подзоны (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969), соответствующие Катунской и Талицкой структурно-фациальным зонам В. П. Нехорошева (1966).

В Прикатунской подзоне развита нижне- и среднекембрийская толща (каимская) мощностью до 7000 м с большим количеством эффузивов. В нижней части ее известна разнообразная фауна верхов нижнего и низов среднего кембрия (Винкман, Асташкин, Краевский, 1964; М. Ф. Романенко, 1964; Е. Ф. Романенко, 1971, и др.). В крайней восточной полосе подзоны внизу кембрийского разреза обособляется существенно известняковая, частью рифогенная нижнекембрийская толща (каянчинская), мощностью около 1000 м, которая лежит с региональным несогласием на породах докембрия и представляет сокращенный тип разреза нижнего кембрия, относящийся к западному склону Катунского (Катунско-Бийского) интрагеоантиклинального выступа. Каянчинская свита содержит небольшое количество эффузивов.

Выше каимской толщи в Прикатунской подзоне несогласно лежат чисто осадочные и маломощные молассоидные отложения верхов среднего кембрия, верхнего кембрия и нижнего ордовика.

Эффузивы представлены только базальтоидами (метабазальтовый комплекс). Снизу вверх по разрезу базальтоиды становятся более лейкократовыми (гомодромная тенденция).

Эффузивы ассоциируются предпочтительно с обломочными породами, которые в общем преобладают в составе эффузивно-осадочной серии и представлены в основном граувакками внутриформационного происхождения и меньше — аллохтонными сборными осадками.

В западном направлении, от р. Катуни к бассейнам рек Устюбы и Черги, происходит вытеснение грубообломочных молассоидных отложений алевритово-глинисто-кремнистыми или песчано-глинистыми флишоидными, и в том же направлении уменьшаются насыщенность разреза вулканогенным материалом (от значительной до умеренной) и суммарная мощность их. Еще западнее намечается практически полное выклинивание эффузивных горизонтов и переход кембрийской эффузивно-осадочной толщи по латерали во флишоидную (Волков, 1966).

В стратиграфическом разрезе серии накоплений нижнего и низов среднего кембрия Прикатунского района прослеживается внизу крупный трансгрессивный литофациальный ритм (каянчинская свита), выше — регрессивный и вверху снова трансгрессивный. Главная масса вулканогенных пород сосредоточена в регрессивной части разреза (усть-семинская свита), на интервале с фауной самых верхов нижнего и низов среднего кембрия.

Лавы в общем уступают по количеству их обломочным производным. Последние представлены в основном переотложенными массами — граувакками.

Ясно покровная форма лавовых залежей между осадочными пачками и широко развитая серия сопутствующих дайко-силловых тел диабаз-порфиритов и габбро-диабазов свидетельствуют о развитии излияний трещинно-покровного типа, который, несомненно, был господствующим. Лавовые залежи и неперемытые туфовые горизонты, за небольшим исключением, являются подводными. Кое-где наблюдается подушечная текстура покровов лав.

Обильные грубые граувакки, нередко красноцветные, характерны для крайних восточных разрезов кембрийской эффузивно-осадочной серии в Прикатунской подзоне. Вероятно, они образовались в значительной мере за счет разрушения надводных вулканических построек.

Для кембрийской эффузивно-осадочной серии Прикатунского района характерно наиболее обильное развитие яшмокварцитов и яшмосланцев по сравнению с другими нижнепалеозойскими эффузивно-осадочными толщами западной части Алтае-Саян. В яшмокварцитах обнаружено месторождение слоистых гематито-магнетитовых руд (Адаменко, 1964).

В Талицком выступе видимая нижняя часть нижнепалеозойского разреза представлена сероцветной песчано-алеврито-глинистой маралихинской свитой мощностью не менее 2000 м (Волков, 1966, и др.) Выше породы ее постепенно сменяются 1000-метровой толщей зеленых и лиловых песчаников, алевролитов, сланцев, редко гравелито-конгломератов засурьинской свиты, которая включает также довольно обильные красноцветные яшмокварциты и яшмосланцы, спорадические покровы базальтоидных лав и редкие граувакки. Выше, без резкой границы, следует чарышская свита зеленых песчаников, алевролитов, глинистых сланцев (всего около 2000 м), а еще выше — мощная пестроцветная существенно песчаниковая суеткинская свита (до 2000 м). Перечисленные свиты пока не охарактеризованы органическими остатками. Верхний возрастной предел всей этой мощной нижнепалеозойской серии определяется несогласным залеганием на ней бугрышихинской сероцветной свиты с фауной среднего ордовика.

Песчано-сланцевые накопления маралихинской, засурьинской и чарышской свит имеют флишоидный характер. Конгломераты и грубопесчаные отложения «мусорного» состава, в том числе красноцветные, появляются только в засурьинской свите. Таким образом, эффузивы и здесь приурочены к литофациальному уровню с признаками обмеления.

Очевидная аналогия набора пород засурьинской свиты с западными разрезами каимской серии Прикатунского района позволяет считать, что засурьинская свита скорее всего отвечает каким-то горизонтам каимской толщи и относится к кембрию. Вычисленное положение палеомагнитного полюса засурьинской свиты соответствует кембрию (В. И. Широков, М. Т. Зорин, 1963 г.).

Проанализированные образцы лав показали лейкобазальтоидный состав. Отмечена подушечная отдельность в лавах.

Восточно-Алтайская зона вендско (?)-нижнекембрийского накопления расположена к востоку от Катунского выступа, охватывает территорию Уйменско-Лебедской впадины, закрытую отложениями ордовика—девона, и оба борта этой впадины, протягиваясь отсюда до района Курайского хребта в Юго-Восточном Алтае. На крайнем востоке к накоплениям этой зоны отнесена предположительно нижнекембрийская толща отдельной крупной отрицательной структуры среди пород метаморфического докембрия Телецко-Чулышманского антиклинория в междуречье Башкауса и Чулышмана (см. рис. 1). Восточно-Алтайская тектоно-формационная зона венда (?) — нижнего кембрия в указанных пределах охватывает площадь Катунской и Уйменско-Лебедской структурно-фациальных зон и прилежащие окраины Катунской и Алтае-Саянской структурно-фациальных зон (Нехорошев, 1966).

По простиранию Восточно-Алтайской зоны, весьма протяженной, улавливаются изменения в строении разреза и состава эффузивов, которые позволяют наметить две подзоны — Северную и Южную. В пределах всей зоны распространена риодацито-метабазальтоидная вулканическая ассоциация.

Нижнепалеозойский разрез Северной подзоны (бассейн р. Иши, западное побережье Телецкого озера, верхнее течение р. Бии, верховья рек Кондомы и Лебеди) изучался многими исследователями и во многих местах охарактеризован палеонтологически (Белоусов, Сенников, 1960; Репина, Хоментовский, Журавлева, Розанов, 1964; Гинцингер, Винкман, Асташкин и др., 1969, и др.).

Наиболее мощный разрез эффузивно-осадочной серии кембрия в Северной подзоне установлен в бассейне р. Малой Иши (Гинцингер, Винкман, Асташкин и др., 1969), где он имеет мощность порядка 7000 м.

Более 4000 м приходится на существенно эффузивную толщу правобережья Малой Иши. Ее составляют эффузивная свита, неудачно параллелизуемая с манжерокской (Гинцингер, Винкман, Асташкин и др., 1969), существенно эффузивная ашпанакская свита и разделяющая их осадочная пачка мощностью в несколько сотен метров с санаштыкгольской и досанштыкгольской фауной нижнего кембрия (проблематично сопоставленная с залегающей по соседству убинской свитой). Ашпанакская свита среди грубых граувакк и порфиритов содержит линзы известняков с археоциатами обручевского комплекса. Поблизости, в бассейне р. Верхней Ынырги, аналогичная толща граувакк и порфиритов с известняками содержит трилобиты обручевского горизонта (Гинцингер, Винкман, Асташкин и др., 1969). Таким образом, эффузивно-осадочная серия занимает широкий биостратиграфический интервал в нижнем кембрии, вплоть до самых верхов этого отдела.

Существенно эффузивная толща правобережья р. Малой Иши на западе контактирует с существенно осадочной толщей (убинская свита) мощностью до 3000 м, соотношение которой с эффузивной, по последним фактическим данным (Гинцингер, Винкман, Асташкин и др., 1969), оказалось более сложным и менее определенным, чем это представлялось раньше. Убинская свита состоит из песчаников и алеврито-глинистых сланцев, включает небольшие залежи базальтоидных лав и туфовых пород и пачку псефитовых пород с нижнекембрийскими археоциатами плохой сохранности в известняковых обломках. По этой фауне возрастное отношение убинской свиты с эффузивной надежно установить нельзя.

Породы осадочной толщи почти всегда сероцветны, в то время как в существенно эффузивной немало красноцветов. В последней содержится много грубообломочных пород — конгломератов грауваккового и смешанного состава, имеются рифогенные известняки. Таким образом, эффузивы ассоциируются с литофациями, имеющими признаки наибольшей мелководности.

В обеих толщах присутствует перемытый обломочный материал кислых вулканитов, образующий примесь в осадках, субаркозовые или даже аркозовые прослои.

Обрывки накоплений нижнекембрийской эффузивно-осадочной серии, с тем же набором пород и местами с фауной, имеются и на других участках бассейна рек Иши и Саракокши, в бассейне р. Ульменя и на других участках западного борта Уйменско-Лебедской впадины. Вышележащие накопления представлены относительно маломощными и несогласно залегающими осадочными молассоидными свитами с фауной среднего и верхнего кембрия и нижнего ордовика. Лишь во внутренней части Уйменско-Лебедского синклинория молассоиды ордовика достигают мощности в несколько километров (Сенников, 1969). В нижнепалеозойских молассоидах, начиная с санаштыкгольского горизонта нижнего кембрия, присутствуют обломки гранитов и контактово-измененных пород, причем ордовикские гранитоидно-аркозовые конгломераты в бассейне р. Садры лежат прямо на гранитах (Сенников, 1969).

В восточном борту Уйменско-Лебедской впадины толща базальтоидов, граувакк, полимиктовых песчаников, кремнисто-глинистых пород и известняков мощностью 2200—3000 м, с саныштыкгольскими археоциатами в верхней части имеется на западном берегу Телецкого озера (Белоусов, Сенников, 1960; Краевский, 1970).

Мощные нижнекембрийские эффузивно-осадочные накопления с археоциатами развиты у северного замыкания Уйменско-Лебедского синклинория в бассейнах верховьев рек Лебеди и Кондомы. В их составе, по

данным многих исследователей, базальтоидные эффузивы, граувакки, песчано-глинистые породы, сборные молассоиды, известняки. Количество обломков кислого эффузивного материала в осадках северного окончания Восточно-Алтайской зоны убывает. Породы здесь нередко красноцветны.

На границе с Бийским выступом докембрийской «неметаморфической» серии эффузивно-осадочный разрез сокращается по мощности, представлен терригенно-известняковой (частью рифогенной) толщей мощностью до 1400 м, с фауной санаштыкгольского и обручевского горизонтов. Эта толща (сийская свита) представляет сокращенный нижнекембрийский разрез восточного склона Катунско-Бийского интрагеоантиклинального выступа.

Не исключено, что в наиболее полных разрезах Северной подзоны низы разреза нижнекембрийской эффузивно-осадочной серии опускаются в венд.

Достоверные эффузивные тела в нижнем кембрии Северной подзоны Восточно-Алтайской зоны представлены базальтоидами. Базальтоидная группа имеет лейкократовый уклон. Кислые лавы, туфы и субвулканиты здесь пока проблематичны; материал кислых эффузивов распространен в переотложенном виде, в аркозах и субаркозах. Вулканическая ассоциация по составу определяется как риодацито-металейкобазальтоидная.

От вулканического комплекса верхов «неметаморфической» серии докембрия Катунского, Бийского и Мрасского выступов рассматриваемый комплекс отличается частым присутствием кислого эффузивного материала и характерными петрографическими и петрохимическими особенностями базальтоидной группы эффузивов.

Нижнекембрийская эффузивно-осадочная серия в Северной подзоне вмещает золотоскарновые месторождения Синюшинское и Майское (Щербаков, 1967; Лузгин, 1970) и ряд золоторудных проявлений (Тверитинов, 1970).

В Южной подзоне мощная эффузивно-осадочная серия, названная нами альбаганской, развита в хр. Иолго — главном водораздельном массиве между системами рек Бии и Катуни, в западном борту Уйменского синклинория (Белоусов, Сенников, 1960; Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969). Она имеет мощность порядка 7500 м и состоит из двух свит.

Нижняя — бостальская — свита (2500 м) в месте ее выделения (гора Альбаган) не содержит эффузивных покровов, но включает большие массы вулканитовых аркозов и пачки порфиритовых граувакк. Набор осадочных пород представлен в основном сероцветными образованиями, от конгломератов до алеврито-глинистых пород. Литофациальная колонка свиты имеет ясно трансгрессивное строение, завершаясь мощной толщей с резким преобладанием алеврито-глинистых сланцев и участием пелитоморфных известняков, иногда доломитизированных.

Выше, через пачку переслаивания, залегает сарысазская свита, выходящая в бассейнах рек Аксаазкана и Кубы. В ней появляются массовые покровы базальтоидов с граувакками и пирокластолитами и редкие тела кислых лав, туфов, аркозов. С эффузивами ассоциируют алеврито-глинистые и кремнистые сланцы, пелитоморфные и (вверху) рифогенные археоциатовые известняки с конгломерато-брекчиями. Осадочные породы, как правило, сероцветные.

В нижней половине разреза сарысазской свиты (р. Аксаазкан) устанавливается, что снизу вверх прослои иловых осадков вытесняются грубообломочными; к верхней половине этого регрессивного ритма приурочена главная масса лав свиты.

В верховьях р. Кубы вскрытая часть сарысазской свиты имеет мощность не менее 3500 м; по правому притоку р. Кубы — р. Айрык (Тырган) — выходят самые верхние горизонты свиты. Внизу выходит 500-метровая пачка базальтоидных лав, затем идет 300-метровая пачка изве-

стняков с досанаштыкгольскими археоциатами. Выше идут граувакки (преимущественно песчаные), алеврито-глинистые и кремнистые сланцы, с разрозненными покровами порфиритов и линзами известняков с археоциатами. Есть горизонты грубых и песчаных вулканитовых арказов и субарказов и примесь кислого эксплозивного материала. В верхней части свиты, мощностью около 1000 м, лавы и грубообломочные породы почти исчезают, разрез становится песчано-сланцевым. Таким образом, сарысазская свита венчается довольно крупным трансгрессивным ритмом со спорадическими эффузивами.

Для альбаганской серии нами (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969) принимался нижнекембрийский возраст на основании досанаштыкгольской археоциатовой фауны в известняках сарысазской свиты, залегающих на нескольких уровнях, а также находок одно- и шестилучевых спикул губок в сланцах бостальской свиты. Так как в последние годы спикулы стали известны в верхнем докембрии, в том числе на довольно глубоких его уровнях (Радугин, 1966; Вологдин, Дроздова, 1970; Афонин, Поспелов, 1968; Белоусов, Налетов, Полякова, 1974), не исключено, что низы альбаганской серии соответствуют венду.

Верхний предел возраста альбаганской серии устанавливается в правобережье р. Кубы, по р. Айрык (Тырган), где породы сарысазской свиты несогласно перекрыты терригенно- известняковой тырганской свитой мощностью около 1500 м с санаштыкгольской и элементами досанаштыкгольской фауны (Гинцингер, Винкман, Асташкин и др., 1969).

Нами были описаны и параллелизованы с альбаганской серией (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969) аналогичные ей по составу эффузивно-осадочные сероцветные накопления, развитые по южному склону Курайского хребта, по рекам Сухой Тыдтугем, Балхаш, Курай, Арталук и на других участках. В сланцах по Сухому Тыдтугему были найдены спикулы губок. Верхний предел возраста этих накоплений определяется по санаштыкгольской фауне археоциат, найденной в известняково-терригенных толщах, относившихся к так называемой курайской свите, по р. Балхаш и на горе Сукор (Зыбин, 1969). В толще с фауной по р. Балхаш имеются порфиритовые граувакки. Эта толща, по-видимому, представляет верхнюю часть эффузивно-осадочной серии венда (?) — нижнего кембрия Курайского хребта.

Вулканические продукты серии представлены в основном базальтоидными лавами, их туфами и граувакками. Имеются также кислые туфы, вулканитовые аркозы и субаркозы, залежи кварцевых порфиров. С альбаганской серией вполне сопоставима по составу тектонически изолированная зеленокаменная вулканно-осадочная толща восточного борта Уйменско-Лебедской депрессии в бассейне рек Каракудюр и Аспатты (левые притоки Башкауса). Мощность ее оценивается первыми километрами. По данным Ю. Б. Алешко и др. (Дергунов, 1967), низы толщи сложены яснослоистыми песчано-глинистыми породами кварц-альбитохлоритового состава с пачками осланцованных граувакк и известняков. Часть обломочных пород представляет собой продукты переотложения кислого эффузивного материала. Выше с постепенным переходом следует существенно эффузивная толща (мощностью около 1000 м), представленная чередованием афанитовых и яснопорфировых основных лав с их обломочными производными. Здесь же указываются кислые лавы и их обломочные продукты. Выше идет «туфогенная» часть толщи мощностью около 1500 м, представленная чередованием грубопесчаных пород грауваккового и вулканитоаркозового состава с песчано-глинисто-известковистыми пачками. Увенчивается толща 800-метровой пачкой яснослоистых песчано-глинистых пород с существенным содержанием обломочного кварца, частью известковистых. Породы всей толщи серо-зеленоцветные. Эффузивы в значительной мере осланцованы (до порфиритоидов и сланцев). Толща тектонически зажата между породами девона и метаморфической серией докембрия.

Севернее в такой же тектонической позиции находится вулканогенно-осадочная зеленокаменная полоса горы Чокрак. Здесь развиты порфириты, кварцевые порфиры, обломочные продукты тех и других, песчаники, алеврито-глинистые сланцы, известняки (Л. Г. Васютина, 1954 г.; Дергунов, 1967).

Эффузивно-осадочные накопления верхней части «неметаморфической» серии докембрия на ближайших участках выходов (Баратальский выступ) отличаются от альбаганской серии и ее аналогов отсутствием кислых эффузивных продуктов и характерными петрографическими и петрохимическими особенностями базальтоидов.

Эти отличия эффузивных ассоциаций наряду с отличиями осадков делают невозможным возрастное отождествление рассматриваемых накоплений Восточно-Алтайской зоны с манжерокской, арыджанской, мунжинской свитами «неметаморфической» серии докембрия. Их можно уверенно считать моложе последних, несмотря на отсутствие ненарушенных стратиграфических контактов нижней части рассматриваемой серии венда (?) — нижнего кембрия с указанными эффузивными свитами.

Возрастной диапазон активного нижнекембрийского вулканизма в Северной подзоне сдвинут по сравнению с Южной, охватывая не только нижнюю, но и верхнюю половину нижнего кембрия. В Северной подзоне несколько отличается и литофациальный облик эффузивов: там они нередко красноцветные.

В пределах зоны лавы в общем уступают их обломочным производным. Особенно это относится к кислым породам.

Насыщенность разрезов базальтоидными лавами в среднем невелика, хотя местами лавы господствуют. Извержения базальтоидов следует отнести в основном к трещинно-покровному типу.

Количество кислых лав в разрезах несоразмерно мало по сравнению с их обломочными производными, главным образом перемытыми. По-видимому, питающая активная вулканическая зона располагалась несколько восточнее полосы Уйменско-Лебедского прогиба, в прилегающей части выступа метаморфического докембрия. Именно в этой полосе появляются неперемытые туфы и значительное количество залежей кварцевых порфиров (альбитофиров).

В эффузивно-осадочной серии венда (?) — нижнего кембрия Южной подзоны известно кремнисто-марганцевое оруденение в осадочных прослоях, чередующихся с базальтоидными лавами (Белоусов, 1960). К полям этой же серии тяготеют многочисленные золотоносные россыпи.

Субвулканическая фация базальтоидов венда (?) — нижнего кембрия Восточно-Алтайской зоны представлена многочисленными дайками и межпластовыми залежами диабаз-порфиритов, диорит-порфиритов, габбро-диабазов и кое-где небольшими штокообразными телами габбро.

Кислые субвулканиты представлены дайками и небольшими штокообразными телами лейкократовых кварцевых порфиров (альбитофиров).

Строение эффузивно-осадочных разрезов свидетельствует об обычно покровном характере излияний базальтоидов. Наличие штокообразных тел субвулканического облика с многофазным строением на некоторых участках позволяет ставить вопрос и о существовании отдельных относительно устойчивых вулканических центров (Лузгин, 1970).

Восточно-Алтайская вулканическая зона венда (?) — кембрия в северной части непосредственно смыкается с Северо-Саянской зоной кембрийского вулканизма аналогичного состава. Здесь же она сменяется по простиранию Кондомской зоной с существенно отличным кембрийским разрезом и иным составом вулканизма.

Кондомская зона характеризуется мощными эффузивно-осадочными накоплениями нижнего и нижней половины среднего кембрия с морской фауной и занимает часть бассейна р. Кондомы в районе Кондомской группы железорудных месторождений. Кембрийские породы зо-

ны образуют крупную синклинальную структуру между Бийским и Мрасским выступами рифейских толщ (Белоусов и др., 1969).

К Кондомской зоне приурочена резкая отрицательная остаточная аномалия силы тяжести, связываемая с резким утолщением гранитоидного слоя (Ф. И. Рубаха и М. Я. Шлаин, 1965; Есиков, Ладынин, Боровских, Уманцева, 1970; Розенфарб, 1971).

Нижняя свита кембрийской эффузивно-осадочной серии (таштагольская) мощностью около 3000 м содержит фауну археоциат и трилобитов санаштыкгольского и обручевского комплексов и налегает с размывом на мунжинскую эффузивную свиту рифея Бийского выступа, через базальную терригенную пачку с резко миктитовым составом обломков. Сборные молассоиды с обломками плагиогранитов, кислых эффузивов и разнообразных других пород имеются и на более высоких горизонтах свиты. В составе ее преобладают обломочные породы, а среди них — ясно слоистые песчано-алеврито-глинистые, в основном серо-зеленоцветные. С глинистыми иногда ассоциируются кремнистые сланцы. В западной части Кондомской зоны к нижней части таштагольской толщи приурочены археоциатовые известняки.

Из вулканитов в таштагольской свите наиболее заметно представлены базальтоидные лавы, слагающие около 15% ее мощности. Больше развиты переотложенные массы базальтоидного состава — граувакки. В колонке свиты отмечаются два интервала, обогащенных базальтоидными лавами и грубыми граувакками (в нижней половине и вверху разреза), где одновременно наблюдается общее погрубение обломочных пород. Значительную роль приобретают гравийно-галечные и валунные отложения с резко миктитовым составом обломков, а вверху также красноцветы.

В северо-западном крыле синклинальной структуры в разрезе таштагольской свиты присутствуют послойные тела ортофиров (метатрахитов) и их обломочных продуктов. В юго-восточном крыле отмечена только примесь обломков ортофиров. В северо-западном крыле в верховьях р. Сокол В. А. Курепин (1965) установил наличие альбитизированных эпилейцитовых порфиров эффузивного облика и их обломочных производных, которые прорываются дайками эпилейцитовых и нефелиновых сиенитов и сиенит-порфиров. Этот автор относит указанные эффузивы к кембрийской толще, что не противоречит фактическим геологическим данным.

Более молодая шалымская свита (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969) мощностью 1700—2000 м относится по фауне трилобитов к нижней половине среднего кембрия. Через терригенную пачку со сборным составом обломков она непосредственно сменяет таштагольскую свиту. Шалымская свита состоит в основном из ортофировых песчаников и гравелитов и алеврито-глинистых сланцев. Обломочные породы серо-цветные, иногда красноцветные. Им подчинены ортофировые лавы и неперемытые туфы, составляющие в общей сложности 10—15% мощности свиты. Ортофирового материала ~80% от объема свиты. По всему разрезу свиты среди песчаников и гравелитов содержатся разности с обломками базальтоидных эффузивов. На отдельных участках (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969; Мертвецов, Мухин, 1969; Горбачев, Селиверстова, Ашурков, 1970) шалымская толща включает залежи базальтоидных лав.

Породы таштагольской свиты вмещают Таштагольское скарново-магнетитовое месторождение, а породы шалымской свиты — аналогичные Шалымское и Шерегешевское месторождения.

Более молодые, чем шалымская свита, накопления района представлены терригенной толщей с фауной ордовика.

Таким образом, в нижне-, среднекембрийской сериях Кондомской зоны мы имеем базальтоидно-трахитовую вулканическую ассоциацию. Ба-

зальтоиды преобладают в нижней, а щелочносалические продукты — в верхней части серии.

Обычной формой залегания базальтоидных и щелочносалических лав оказывается горизонтально-покровная в нормальном переслаивании со слоистыми осадками.

Субвулканические образования, ассоциирующие с эффузивами, представлены дайками, силлами и штокообразными телами диабаз-порфиритов и габбро-диабазов, дайками и послойными залежами щелочносалических порфиров, фельзитов. Общепринято мнение (Г. Л. Поспелов, С. С. Лапин, В. Н. Шарапов и др., 1968 г.; Корель, Перфильева, 1970, и др.), что с эффузивными трахитами близки по возрасту прорывающие их и петрохимически близкие к ним сиениты Кондомского района, с которыми связано промышленное скарново-магнетитовое оруденение.

В последнее время родилось предположение о первично эксгаляционно-осадочном генезисе железорудных скоплений на указанных месторождениях Кондомской группы (Горбачев, Селиверстов, Ашурков, 1970; Дербиков, Руткевич, 1971), хотя большинство исследователей связывают рудные концентрации железа на этих месторождениях с гидротермально-скарновым процессом близ сиенитовых интрузий.

Амзасская зона отделяется от Кондомской северо-восточным окончанием Бийского выступа. В бассейне р. Амзас имеются эффузивно-осадочные накопления с археоциатами нижнего кембрия (березовская свита мощностью не менее 1500 м) и трилобитами нижней половины среднего кембрия (мундыбашская свита мощностью не менее 1400 м). Низы серии не вскрыты.

В накоплениях серии преобладают обломочные породы, преимущественно граувакковые. Заметно развиты также известняки (больше в березовской свите), алеврито-глинистые и мергелистые породы. Редки кремнистые сланцы.

Эффузивные залежи представлены покровами лав и меньше туфами базальтоидов. Наиболее богаты эффузивными залежами верхние части свит, отличающиеся грубообломочным характером осадков и появлением красноцветов.

В виде эксплозивных частиц в туффитах и обломков в аркозах и субаркозах (в нижнекембрийской и низах среднекембрийской части разреза) встречается кислый вулканический материал.

Из субвулканических тел известны дайки и межслоевые залежи диабаз-порфиритов.

Более молодые нижнепалеозойские толщи в бассейне р. Амзас представлены безэффузивными сборными молассоидами и флишеподобными отложениями верхнего кембрия и ордовика с фауной.

Тельбесская зона кембрийского эффузивно-осадочного накопления охватывает площадь бассейна р. Тельбес и часть бассейнов Мундыбаша и Большого Таза у юго-восточной окраины Кузнецкой впадины.

От соседней Амзасской зоны она отделяется блоково-антиклинальной зоной с выступом метаморфической (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969) и «неметаморфической» серий докембрия.

В последнее время установлено (Г. Ф. Горелов, А. Г. Поспелов, 1970—1973гг.), что значительная или преобладающая часть карбонатных толщ, выступающих по р. Кондоме у пос. Белый Камень, по Мундыбашу в районе Сухаринской группы железорудных месторождений, по р. Каз и в бассейне р. Таз, содержит катаграфии и онколиты рифея.

Кроме карбонатной толщи, теперь здесь определенно устанавливается развитие эффузивной метабазальтоидной толщи докембрия, которая ассоциируется с рифейскими известняками, доломитами и имеет петрографические и петрохимические признаки, характерные для эффузивного комплекса верхов «неметаморфической» серии рифея в других районах Алтае-Саян (слабая порфировость, высокая ти-

танистость и др.). Такая толща развита по р. Учуле, выше кл. Казанкол, и, по данным Г. Ф. Горелова (1971 г.), проявляется также в разрезах по скважинам в бассейне р. Каз. Предположение о докембрийском возрасте отмеченной толщи эффузивов р. Учулы было впервые высказано К. В. Радугиным (1945), параллелизовавшим ее по облику эффузивов с мунжинской свитой Бийского выступа.

К низам кембрийской эффузивно-осадочной серии достоверно относятся известняки с археоциатами досанаштыкгольского и санаштыкгольского комплексов, подстилаемые терригенной пачкой со спикулами губок. Мощность этой осадочной толщи не превосходит 500—700 м.

В бассейне р. Сухаринки и прилежащей части долины р. Мундыбаш археоциатовые известняки сменяются, вероятно, через переслаивание пачкой алеврито-глинистых и песчано-гравийных пород с трилобитами санаштыкгольского уровня, с отдельными залежами и обломками порфиритов.

Выше, в бассейне рек Сухаринки, Учулы и Тельбеса, идет эффузивно-осадочная толща с фауной верхов нижнего — низов среднего кембрия максимальной мощностью 1500—2000 м, к которой приурочены железорудные месторождения Тельбес и Одрабаш. Основу этой толщи составляют граувакки, от грубых до песчаных, встречаются известняки, алеврито-глинистые и кремнистые сланцы. Им подчинены залежи базальтоидных лав и туфов, а также псефитовые породы с обломками ортофиров разной окатанности.

Разрез кембрия от известняков и выше имеет в общем регрессивную последовательность литофаций, причем главная масса эффузивов приурочена к верхней, регрессивной, его части, где обильно развиты грубообломочные образования и присутствуют красноцветы.

Субвулканиты кембрийского комплекса представлены дайками и послойными залежами диабаз-порфиритов, которые залегают среди пород кембрийской серии, рассекаются и метаморфизуются гранитоидами тельбесского комплекса нижнего палеозоя. Отмечены также жильные ортофиры, метаморфизуемые этими гранитоидами.

Кембрийскую толщу несогласно перекрывают терригенные отложения ордовика с фауной и эффузивно-осадочная серия девона.

К кембрийской эффузивно-осадочной серии отнесены (Г. Л. Поспелов, С. С. Лапин, В. Н. Шарапов и др., 1968 г.; Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969; Синяков, 1970) также ортофиры, ортофировые туфы, ортофировые аркозы с порфиритами или обломочными продуктами последних, вскрытые скважинами под отложениями ордовика на Леспромхозном железорудном месторождении.

В бассейне р. Таз указывались предположительно среднекембрийские эффузивы (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969), положение которых еще требует уточнения.

Часть базальтоидных лав характеризуется несомненно покровным залеганием, согласным со слоистостью осадков. Некоторые крупные тела лейкобазальтоидных порфиритов штокообразной формы, рассекаемые и метаморфизуемые гранитоидами тельбесского комплекса, могут представлять корни бывших вулканических конусов. Характер вулканических аппаратов щелочносалического состава неясен.

Салаирская зона, охватывающая территорию Салаирского кряжа, за исключением ее юго-западной четверти, характеризуется развитием мощной эффузивно-осадочной серии нижнего кембрия. Некоторые литофациальные отличия имеют Западная и Восточная подзоны. Граница между ними примерно совпадает с региональной цепью остаточных положительных аномалий силы тяжести (см. рис. 1). Эта цепь аномалий указывает на подъем глубинных слоев коры (Сурков, 1965; Розенфарб, 1971) и трассирует плохо выраженную в видимой структуре осевую зону Салаирского антиклинория. Влияние этого палеотекто-

нического раздела на нижнекембрийском этапе накопления было еще слабым, но отчетливо проявилось позже.

На востоке нижнекембрийская серия распространена вдоль всего прикузбасского склона Салаира, но лучше изучена в северо-восточной части кряжа в районе полиметаллических месторождений, которые все залегают в породах этой серии. В Восточной подзоне нижнекембрийская серия имеет мощность до 4000—4500 м и богато охарактеризована фауной от досанаштыкгольской до обручевской (Гинцингер, Винкман, Асташкин, Тараненко и др., 1969).

В нижней части серии значительно развиты и местами преобладают известняки, часто археоциатовые (гавриловская свита). Выше идет существенно эффузивная часть (печеркинская свита) с обильными грубообломочными отложениями, а затем существенно песчано-глинистая толща с кремнистыми сланцами (анчешевская толща). В нижней и средней частях серии встречаются красноцветные породы, тяготеющие пространственно к Центрально-Салаирскому выступу докембрия и намечающие вместе с крупными массами светлых археоциатовых известняков некоторое поднятие в сторону этого выступа. Эффузивы представлены базальтоидной и кислой группами. Кислые продукты в общем преобладают над базальтоидами, но особенно развиты в северной части подзоны, в районе Салаирских полиметаллических месторождений (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969).

В Западной подзоне разрез кембрийской серии (егорьевская, кинтерепская, печеркинская, суенгинская толщи) аналогичен Восточной подзоне в смысле общей литофациальной последовательности осадков и распределения вулканогенных пород (Свиридов, 1969). Отличия заключаются в редкости красноцветов и обычно аспидном или сероцветном облике осадочных пород, некотором преобладании базальтоидных продуктов над кислыми (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969) и, по-видимому, в несколько повышенной мощности накоплений (Гинцингер, Винкман, Асташкин, Тараненко и др., 1969). В верхней части серии здесь известна санаштыкгольская фауна, в нижней — досанаштыкгольская.

В Западной подзоне по сравнению с соседней северной частью Восточной подзоны уменьшается количество лав и субвулканитов кислого состава и кислые продукты имеют почти исключительно перемещенный характер (аркозы, субаркозы) и, вероятно, обязаны привносу из Восточной подзоны. Вулканические ассоциации Западной и Восточной подзон, несмотря на частные различия, однотипны по составу и рассматриваются нами в качестве единого вулканического комплекса.

Кислые и базальтоидные продукты находятся в переслаивании между собой практически по всему разрезу нижнекембрийской серии, снизу доверху. Только на южном фланге Восточной подзоны кислые продукты не характерны для нижней части разреза. Обычной формой залегания лав, базальтоидных и кислых, оказывается горизонтально-покровная.

Субвулканические тела базальтоидов представлены дайками и силлами диабаз-порфиритов и диабазов, а кислые субвулканиты — дайками, штокообразными и акмолитообразными телами порфиров и редко гранит-порфиров.

Некоторые крупные штокообразные тела порфиров могли отвечать устойчивым вулканическим центрам.

Большинством исследователей салаирские барито-полиметаллические месторождения связываются парагенетически с эффузивными или субвулканическими породами кембрия, хотя некоторые считают промышленное оруденение более поздним (Лапухов, 1966; и др.).

Слабо наметившееся в нижнем кембрии различие между накоплениями западной и восточной частей Салаира стало весьма резким на среднекембрийско-нижнеордовикском этапе, для которого нами выделены две зоны — Бердь-Чумышская и Прикузбасская.

Бердь-Чумышская зона охватывает северную часть западного склона Салаирского кряжа (бассейн р. Берди) и северо-восточную часть территории Бийско-Барнаульской впадины (бассейн р. Чумыша). Здесь распространена терригенно-эффузивная серия мощностью порядка 2000 м, верхний предел возраста которой определяется фауной раннего ордовика, а нижний условно принимается среднекембрийским (Фомичев, Алексеева, 1961; Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969; Свиридов, 1969; Налетов, 1970; Казаков, 1971). Отношения этой серии с подстилающим нижним кембрием пока дискуссионны, а внутренняя стратиграфия изучена слабо.

Вулканические продукты серии представлены базальтоидами и чаще их переотложенным материалом. Нормально-осадочные пачки сложены песчано-алеврито-глинистыми породами и сборными молассоидами, нередко красноцветными.

Этот вулканический комплекс отличается от более древней нижнекембрийской ассоциации рядом особенностей базальтоидов и отсутствием кислых эффузивов.

Прикузбасская зона Салаира характеризуется развитием более мощной (до 4000—4500 м) эффузивно-осадочной серии среднего кембрия — нижнего ордовика, надежно датированной по фауне (Ившин, 1960; Фомичев, Алексеева, 1961; Гинцингер, 1964; Петрунина, 1965; Асташкин, 1968; Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969; Налетов, 1970, и др.). На нижнекембрийские породы эта серия ложится несогласно, через конгломерат, состоящий из обломков пород нижнего кембрия и рифея, гранитоидов и др. Свиты с возрастом от низов среднего до середины верхнего кембрия образуют стратиграфически непрерывную толщу, а между верхами верхнего кембрия и тремадоком отношения либо согласные, либо с местными несогласиями. Выше идут осадочные толщи ордовика.

В составе эффузивно-осадочной серии значительно представлены сборные молассоиды. В среднекембрийской части нередко встречаются яшмокварциты.

Собственно эффузивные породы в общем уступают по количеству их обломочным продуктам (граувакки, аркозы, туффиты).

Лавовые залежи, как базальтоидные, так и кислые, нормально пластуются со слоистыми осадками, что говорит о горизонтально-покровном первичном их залегании.

Количество базальтоидного материала снизу вверх в разрезе серии убывает, а количество кислого эффузивного материала в том же направлении растет.

Насыщенные эффузивами части разреза обычно отмечены погрублением осадочного материала и часто — появлением красноцветов. В среднекембрийской части насыщенность эффузивами убывает от восточного края зоны к западному, параллельно с уменьшением красноцветности и крупности терригенных осадков.

Вулканическая ассоциация среднего кембрия — нижнего ордовика Прикузбасской зоны отличается от смежной нижнекембрийской ассоциации рядом особенностей базальтоидной и кислой групп.

Субвулканические тела, связанные с базальтоидными лавами среднего кембрия — нижнего ордовика Бердь-Чумышской и Прикузбасской зон Салаира, представлены дайками и силлами диабаз-порфиритов и диабазов, для которых, так же как для лав, характерен лейкобазальтоидный уклон. К субвулканической фации этого же вулканического цикла должно быть отнесено большинство мелких тел (даек, межслойных залежей) габбро-диоритов, образующих протяженные рои в полях кембрийских пород в северной части Салаира (Казаков, 1971).

Кислые субвулканиты в Прикузбасской зоне Салаира представлены жильными, послойными и небольшими штокообразными телами пор-

фиров и гранит-порфиров в полях пород среднего кембрия—нижнего ордовика (часть из этих субвулканических тел принадлежит девонскому эффузивному комплексу).

Распространение эффузивов в доступной наблюдению полосе нижнего ордовика Прикузбасской зоны Салаира несоизмеримо мало по сравнению с переотложенными вулканитовыми массами. Это заставляет предполагать, что зона интенсивных раннеордовикских извержений находится несколько восточнее и перекрыта накоплениями Кузнецкой впадины.

Золотокитатская зона, занимающая юго-западный склон Кузнецкого Алатау (западнее регионального Кузнецко-Алтайского разлома), сходна по мощному развитию нижнепалеозойских эффузивно-осадочных накоплений и их стратиграфическому объему (нижний кембрий — нижний ордовик) с прикузбасской частью Салаира.

Первоначально Золотокитатская тектоно-формационная зона была намечена Г. Ф. Гореловым как зона, отличающаяся от расположенной восточнее Кийской зоны развитием мощного эффузивного нижнего кембрия (Алексеев, Горелов, 1964, и др.). Одновременно и позже было палеонтологически доказано распространение в этой зоне мощного эффузивно-осадочного среднего и верхнего кембрия (Г. Ф. Горелов, З. Е. Петрунина и др., 1964—1967 гг.) и мощного эффузивно-осадочного нижнего ордовика (Г. М. Купсик, А. И. Мостовской, Б. А. Снежко, А. И. Скоморохов, А. П. Захаров, Б. Ф. Налетов, З. Е. Петрунина и др., 1964—1970 гг.; Снежко, 1967; Налетов, 1970).

Нижнекембрийская толща в этой зоне (единисская свита) имеет мощность до 4000 м и содержит фауну досанаштыкгольскую и санаштыкгольскую (Горелов, 1967; А. Г. Поспелов, А. С. Бояринов, Е. С. Федянина, 1968 г.). Почва нижнего кембрия непосредственно не вскрыта. Основу толщи составляет вулканогенный материал, почти исключительно базальтоидный. Внизу разреза преобладают базальтоидные лавы, выше идут грубообломочные граувакки с залежами базальтоидных лав и туфов и небольшим количеством песчаников, известняков, алевритo-глинистых и кремнистых пород, изредка красноцветных. Толща завершается тонкими терригенными осадками с пачками известняков и небольшим количеством лав. Массовые излияния сопряжены с грубообломочными литофациями. В верхней половине разреза свиты на разных уровнях встречены обломки порфиров трахитового ряда, в том числе явно эксплозивные (Белоусов, Налетов, Полякова, 1974).

От более древней вулканической ассоциации верхней половины «неметаморфической» серии соседних участков докембрия рассматриваемый нижнекембрийский комплекс отличается своеобразием базальтоидов (низкой титанистостью и другими признаками) и появлением вулканитов трахитовой группы.

От бассейна р. Золотой Китат эффузивно-осадочные накопления достоверного нижнего кембрия прослеживаются на юг, до бассейна р. Нижней Терси (В. А. Кузнецов, 1940).

Вышележащая эффузивно-осадочная серия кембрия — аренига достигает мощности 7500м.

Нижняя свита этой серии (большекитатская) содержит фауну второй половины среднего кембрия и налегает на единисскую свиту нижнего кембрия. Отложения низов среднего и самых верхов нижнего кембрия в пределах зоны, по-видимому, отсутствуют. Нижняя часть большекитатской свиты состоит из известняково-глинистых осадков с фауной и не содержит эффузивных пород, которые появляются в верхней части свиты.

Выше идет терригенная черноосиповская свита с прослоями известняков с фауной низов верхнего кембрия, а еще выше — китатская эффузивно-терригенная свита с фауной верхов верхнего кембрия и низов

тремадока. Верхи серии составляет тайменская свита с фауной тремадока и аренига. В последнее время распространение эффузивно-осадочного ордовика прослежено от бассейна рек Золотой Китат и Тайдон на юг, до низовьев р. Мрассу.

Осадки серии, в основном терригенные, состоят главным образом из переотложенного материала вулканитов (граувакки, аркозы), в меньшей мере — из обломков внутриформационных осадочных пород и еще реже — пород более древних толщ. Среди терригенных масс преобладают псаммито-псафитовые. Встречаются известняки, мергели, кремнисто-глинистые сланцы. Породы часто красноцветны, особенно в верхней части серии.

По изменению крупности материала в разрезе серии намечаются крупные литофациальные ритмы (верхняя часть среднего кембрия; верхний — тремадок — арениг), в каждом из которых снизу вверх происходит регрессивная смена осадков. Главные массы лав и туфов и переотложенных вулканитовых продуктов ассоциируются с регрессивными литофациями.

Вулканиты представлены базальтоидной и меньше кислой группами. И кислые, и базальтоидные продукты встречаются в разных местах практически на всем стратиграфическом интервале серии, хотя распределены очень неравномерно. Базальтоиды приурочены в основном к верхам среднекембрийской толщи и к тремадоку — аренигу, а кислые — к аренигу.

Вулканиты базальтоидной группы представлены лавовыми покровами, иногда неперемытыми пирокластолитами, многочисленными дайками и силлами диабаз-порфиритов и диабазов.

Вулканиты кислой группы дают лавовые залежи, иногда — непереотложенные туфовые горизонты. Кислые субвулканиты (фельзиты, порфиры, гранит-порфиры, граносиенит-порфиры) образуют дайки, межслоевые залежи, а также остатки аппаратов центрального типа — жерловины и штоки (Налетов, Сидоренко, 1969; Налетов, 1970).

Вулканический комплекс среднего кембрия — нижнего ордовика отличается от нижнекембрийского комплекса этой зоны более значительным развитием салических пород и кислым их уклоном, более лейкократовым уклоном базальтоидов и рядом других признаков.

Кожуховская тектоно-формационная зона, намеченная Г. Ф. Гореловым (1967) в бассейне нижнего течения р. Кии, между северной частью Кузнецко-Алтайского разлома и его восточным ответвлением — Кийским (Кожуховским) разломом — имеет мощный эффузивно-осадочный разрез нижнего палеозоя.

В последние годы здесь доказано присутствие нижнекембрийских эффузивно-осадочных накоплений (карачаровская, чумайская, паромная, смирновская, большекожуховская толщи) общей мощностью до 3000—4000 м с фауной от досанаштыкгольской до обручевской (Алимова, Васильев, 1966; Горелов, 1967, 1969; А. Г. Поспелов, А. С. Бояринова, Н. А. Аксарина, 1968 г.). В их составе базальтоидные и кислые эффузивы, граувакки и аркозы, молассоиды с обломками разнообразных пород (в том числе гранитоидов), алеврито-глинистые сланцы, резко подчиненные известняки. Породы частью красноцветные (чаще в верхних горизонтах).

Восточнее, у Кийского разлома, выходит палеонтологически немая толща (свита Мягкого Лога; Б. Д. Васильев, 1965) граувакк с алеврито-глинистыми прослоями, редкими залежами базальтоидных лав и их туфобрекчий, небольшими линзами известняков. В псефитовой фракции отмечены редкие обломки кислых лав и туфобрекчий. Мощность толщи не меньше 1500 м. По составу она отличается как от описанных нижнекембрийских накоплений Кожуховской зоны, так и от берикульской эффузивно-осадочной свиты кембрия соседних участков Кийской зоны. Она может быть отнесена скорее всего к какой-то части стратиграфического

интервала от среднего до верхнего кембрия или тремадока, так как вместе с нижним кембрием метаморфизуется гранитоидами Кожуховского массива, а найденные около этого массива отложения с фауной аренига — лланвирна не несут следов контактового метаморфизма.

Существенно эффузивный состав нижнего кембрия и большая его мощность, так же как наличие возможного аналога эффузивно-осадочной серии среднего кембрия — нижнего ордовика, сближает разрезы Кожуховской зоны и Золотокитатской. Кожуховскую зону следует рассматривать как восточное крыло крупной нижнепалеозойской интрагеосинклинальной зоны накопления.

Кожуховская зона характеризуется отрицательно-аномальным остаточным гравитационным полем, в то время как Золотокитатская—положительным (Ф. И. Рубаха, М. Я. Шлаин, 1965 г.; Есиков, Ладынин, Боровских, Уманцева, 1970; Розенфарб, 1971).

Вулканическая ассоциация нижнего кембрия Кожуховской зоны отличается от нижнекембрийского комплекса Золотокитатской значительным развитием кислых эффузивов и некоторыми особенностями базальтоидов.

Неясность стратиграфических отношений с толщей, содержащей нижнекембрийскую фауну, не позволяет пока решить вопрос о выделении эффузивной ассоциации немой толщи в качестве отдельного вулканического комплекса.

Г. Ф. Горелов (Алексеев, Горелов, 1964) и Л. В. Алабин (1963), учитывая известковый состав нижнего кембрия в верхнем течении р. Кии (в биостратиграфическом интервале от низов отдела до низов обручевского горизонта) и отмечая здесь некоторое сокращение мощности этого отдела, противопоставили этот район Золотокитатскому и отнесли северную часть восточного склона Кузнецкого Алатау к интрагеосинклинальной зоне (Кийской).

Состав накоплений кембрия и заключенная в них эффузивная ассоциация здесь довольно резко отличаются от таковых не только Золотокитатской, но и смежной Кожуховской зоны. Теперь есть основания считать, что нижнекембрийские отложения бассейна верховьев р. Кии образовались при менее интенсивных погружениях, чем в Золотокитатской и Кожуховской зонах.

Известняковый нижний кембрий «кийского» типа имеет мощность в пределах 1000—3000 м и спорадически включает базальтоидные эффузивы (Горелов, 1967; Винкман, Гинцингер, Дубинкин, Звонарев и др., 1967; Гинцингер, Винкман, Асташкин, Тараненко и др., 1969; Б. Д. Васильев, 1970).

Более молодые накопления, относимые к кембрию (условно среднему или самым верхам нижнего), в бассейне верховьев р. Кии представлены эффузивно-терригенной берикульской свитой мощностью до 3000 м, которая залегает на нижнекембрийских известняках, местами несогласно. Эта свита, пока не охарактеризованная фауной, прорывается гранитоидами верхнего кембрия или нижнего ордовика и перекрывается девоном. Эффузивы в этой толще представлены почти исключительно базальтоидами, а обломочные массы в основном — граувакками. Недавно в ее конгломератах найдены гальки и валуны ортофирового состава (Белоусов, Налетов, Полякова, 1974).

В полях кембрийской эффузивно-осадочной серии располагаются нижнепалеозойские гранитоиды и жильные и скарновые золоторудные месторождения (Берикульское, Натальевское и др.).

Юго-восточнее бассейна р. Кии, в системе р. Белого Июса и в Батеневском кряже, разрез кембрия видоизменен по сравнению с только что описанным кийским (Иванкин, Коптев, Номоконов, Соболев, Шипицын, 1964; Широкова, Репина, 1964; Репина, Хоментовский, Журавлева, Розанов, 1964; Томашпольская, 1964; Богнибова, 1966; Царев, 1967; и

др.). Эти изменения делают практически невозможным выделение одинаковых с Кийским районом кембрийских свит, но не означают резкого формационного отличия накоплений. В частности, биостратиграфическая полнота нижнего кембрия (от самых низов отдела до обручевского горизонта) и его мощность (до 3000—4000 м), а также мощность среднего кембрия там и здесь близки. Кембрийская серия Белоиюсско-Батеневского района, как и в Кийском районе, характеризуется в нижней части обычно преобладанием известняков (баградская, усинская свиты), которые в верхах нижнего и в среднем кембрии вытесняются эффузивно-терригенными породами (ефремкинская, безымянная, карасукская, кошкулакская, полтавская свиты). Вулканогенная ассоциация в обоих случаях однотипна и состоит из базальтоидных и ортофировых пород. Прослеживается одинаково направленная эволюция базальтоидов — от меланократовых в нижнем кембрии к лейкократовым в среднем.

Таким образом, с точки зрения главнейших признаков парагенезисов эффузивно-осадочных пород есть смысл говорить о единой крупной Кийско-Батеневской зоне кембрийского эффузивно-осадочного накопления, с развитием в ней трахито-базальтоидного комплекса эффузивов. Кийский и Белоиюсско-Батеневский районы мы рассматриваем в качестве двух подзон — Северо-Западной и Юго-Восточной. Это не исключает возможности более дробного тектоно-формационного районирования.

С юго-востока Кийско-Батеневская зона ограничивается осью Батеневского антиклинория, где выходят карбонатные толщи енисейской серии, а кембрий известен лишь в виде сокращенного разреза (верхи нижнего кембрия) небольшой мощности. У окраин зоны — северо-западной (Кийский район), юго-западной (Усинский район) и юго-восточной (Батеневский кряж) — нижнекембрийские накопления представлены в основном известняками, а в центральной части (бассейн Белого Июса) и на северо-востоке (Солгонский кряж) — в основном эффузивно-терригенными образованиями меньшей мощности и сокращенного биостратиграфического объема (отсутствуют низы отдела) с несогласиями местного масштаба на разных уровнях. В ряде участков известно несогласное налегание нижнекембрийских толщ на породы енисейской серии (верхней ее части).

Отложения низов среднего кембрия с фауной, везде лежащие на породах верхов нижнего кембрия, известны на юго-востоке, северо-востоке и в центральной части зоны, а немые толщи предположительного среднего кембрия — также на северо-западе и юго-западе. Можно полагать, что в это время Кийско-Батеневская зона оставалась в основе зоной накопления.

Базальтоиды и продукты их переотложения в кембрийской серии Юго-Восточной подзоны редки в нижней части нижнего кембрия и достигают наибольшего распространения в верхах нижнего и низах среднего кембрия. К верхней половине нижнего и низам среднего кембрия приурочены щелочносалические лавы и их обломочные производные.

Наиболее молодая кембрийская фауна здесь принадлежит к низам среднего кембрия, но верхние слои осадочно-эффузивной серии, существенно красноцветные, фауной не документированы. Эти слои (кошкулакская свита) прорваны нижнепалеозойскими гранитоидами с оценками абсолютного возраста по биотиту 445—448 млн. лет и несут свинцовую минерализацию с оценками возраста 421—533 млн. лет (Иванкин, Коптев, Номоконов, Соболев, Шипицин, 1964).

К кембрийским накоплениям Юго-Восточной подзоны приурочены крупное Усинское месторождение карбонатных марганцевых руд нижнекембрийского возраста и многочисленные мелкие рудопроявления марганца. Мелкие рудопроявления есть и в кембрии Северо-Западной подзоны (Бровков, Балицкий, Бучарская, Ярошевич, 1970). Недавно (Соколова, 1967) выдвинуто предположение об эксгаляционно-осадочном гене-

зисе руд Усинского месторождения, хотя другие исследователи считают источник марганца аллохтонно-осадочным или допускают ограниченный вклад марганцовистых эксгаляций в оруденение.

В составе кембрийской серии Кийско-Батеневской зоны в целом известняки по объему соразмерны с терригенно-эффузивными породами. Терригенные массы серии в своей основе граувакковые; им резко подчинены щелочносалические аркозы. Чуждый материал (продукты размыва древних толщ) отмечается редко, что свидетельствует об автохтонном питании зоны обломочным материалом и об отсутствии поднятий с глубоким размывом в ее пределах.

Роль эффузивных пород в разрезе возрастает параллельно с усилением признаков мелководности (огрублением осадков, появлением красноцветов, минералов-указателей повышенной солености, наземных спекшихся туфов, местных размывов).

Базальтоидные субвулканиты представлены дайками, межслоевыми и иногда штокообразными залежами диабазов, диабаз-порфиритов и габбро-диабазов.

Щелочносалические субвулканиты, известные пока только в Юго-Восточной подзоне, образуют дайки и штокообразные тела ортофиров, сиенит-порфиров и их автобрекчий (Царев, 1967, и др.). В слоях верхней части нижнего и среднего кембрия на Батеневском кряже и в хр. Азыртал известны гальки и валуны сиенит-порфиров и кварцевых сиенитов, что позволяет ставить вопрос о существовании в районе кембрийской эффузивно-плутонической ассоциации с сиенитами.

Шорско-Азыртальская зона кембрийского накопления располагается юго-восточнее Кийско-Батеневской и занимает обширную площадь, в том числе полосу юго-восточного крыла Батеневского антиклинория (хр. Азыртал). Различными исследователями (Ярошевич, 1962; Репина, Хоментовский, Журавлева, Розанов, 1964; Богнибова, 1966, и др.) обращалось внимание на разницу кембрийских разрезов между участками к северу и югу от оси Батеневского антиклинория. К югу от оси преобладание от известняков переходит к обломочным породам (кутеньбулукская, «усинская», азыртальская, толчеинская свиты, тузухсинская толща). Здесь кембрий (4000 м) имеет терригенно-известняково-вулканогенный состав и охватывает биостратиграфический интервал от самых низов нижнего до нижней части среднего отдела. Известняки приурочены в основном к нижней половине кембрийского разреза, образуя выклинивающиеся по простиранию массы (Гинцингер, Винкман, Асташкин, Тараненко и др., 1969, и др.). Среди терригенных пород преобладают грауваккии известняково-граувакковые обломочные породы, но в заметном количестве встречаются и резко миктитовые (молассоидные) с обломками метаморфических и интрузивных пород (гранитоидов и др.).

Нижний кембрий залегает на карбонатных породах верхней части енисейской серии через базальную терригенную пачку, обычно с признаками размыва подстилающих пород.

Базальтоидные эффузивы и грауваккии встречаются по всему разрезу нижнего кембрия хр. Азыртал, а также в слоях с фауной, переходной от нижнего к среднему кембрию. В среднекембрийской песчано-алеврито-глинистой части разреза достоверные эффузивы не известны. Кислые вулканиты отмечаются в гальке и валунах нижнекембрийских отложений хребта Азыртал и в виде редких аркозов и эффузивных залежей в нижнекембрийских разрезах верховья р. Томи.

Наиболее мелководные литофации — рифовые биогермы, глыбовые и валунно-галечные накопления подножий рифов и временных островов, иногда с красноцветными отложениями и местными размывами, характерны для верхов нижнего и самых низов среднего кембрия. К этому регрессивному уровню относится главная масса эффузивных продуктов.

Кембрийские толщи описанного типа прослеживаются по простиранию от хр. Азыртал через систему левых притоков верховьев р. Томи в восточную часть Мрасского выступа, который является очевидным структурным продолжением осевой части и юго-восточного крыла Батеневского антиклинория (см. рис. 1). Разрез изменяется во внутренних частях Мрасского выступа (в сторону сокращения мощностей разреза и увеличения роли известняков), но состав ассоциации пород, в том числе эффузивных, остается аналогичным. Ареал накопления кембрийских эффузивно-осадочных толщ Мрасского выступа можно рассматривать как юго-западный фланг (Мрасскую подзону) Шорско-Азыртальской зоны накопления, отличавшийся меньшим погружением (геоантиклинальной тенденцией).

В Мрасской подзоне, как и в Азыртальской, известняки (1000 м и более) приурочены к нижнекембрийской части разреза (*досанаштыкгольский, санаштыкгольский и отчасти обручевский уровни*; Винкман, Гинцингер, 1962, и др.) и нижние их горизонты в направлении к восточной, южной и западной окраинам Мрасского выступа латерально сменяются терригенно-эффузивной толщей. Последняя достигает мощности 1000—1500 м (мрасская, пызасская толщи, толща горы Джелсай). В базальных слоях содержатся обломки пород «неметаморфической» серии докембрия, метаморфических и интрузивных пород. Во многих участках устанавливается нормальное несогласное налегание нижнекембрийских толщ на породы верхней части «неметаморфической» серии.

Кембрийский разрез в Мрасском выступе завершается сероцветной терригенной толщей без эффузивов, с фауной самых верхов нижнего кембрия (улутагская свита). Эффузивы, как и в Азыртальской подзоне, представлены базальтоидами и обильными перемытыми продуктами их *и гораздо реже — кислыми эффузивами и аркозовым переотложенным* материалом. Базальтоидно-риодацитовый тип вулканической ассоциации в пределах зоны сохраняется, несмотря на очевидное различие режима погружений в Азыртальской и Мрасской подзонах. От вулканической ассоциации верхов подстилающей «неметаморфической» (енисейской) серии кембрийский комплекс Шорско-Азыртальской зоны отличается заметным развитием кислой группы эффузивов и рядом особенностей базальтоидной группы. Он довольно резко отличается по составу и от соседних (базальтоидно-трахитовых) вулканических комплексов кембрия Кондомской и Кийско-Батеневской зон.

Шорско-Азыртальская вулканическая зона занимает часть выделенной Д. И. Мусатовым и А. П. Тарковым (1961) Шорско-Тубинской интрагеосинклинальной зоны кембрия.

*Закончив описание вулканических зон, отметим, что довольно ясно* проявляется связь некоторых их границ с региональными тектоническими линеаментами, имеющими признаки зон глубинных разломов (см. рис. 1).

Не вдаваясь в детали, укажем, что региональная зона разломов, проявляющаяся по западному склону Салаира и далее вдоль борта р. Катуни в Центральном Алтае, грубо разграничивают районы чисто базальтоидного и кисло-базальтоидного вулканизма нижнего палеозоя. Кузнецко-Алтайский глубинный разлом, проходящий вдоль хр. Кузнецкого Алатау через Горную Шорию и Восточный Алтай, ясно контролирует границы ряда вулканических зон. Зона разломов, выкраивающая Теректинский выступ метаморфического докембрия, разделяет кембрийские вулканические зоны Центрального и Юго-Западного Алтая. Региональная зона разломов с выступами метаморфического докембрия, протягивающаяся через южную часть Салаирского кряжа и северную часть Горной Шории, разделяет кембрийские вулканические комплексы разного состава и ограничивает вулканическую зону раннего ордовика. Упомянутые региональные зоны разломов характеризуются большими вер-

тикальными перемещениями, обычно трассируются выходами на поверхность толщ метаморфического докембрия и гипербазитов и сопровождаются крупноамплитудным смещением гравиметрических границ коры.

* * *

Западная часть Алтае-Саянской провинции в рифее представляла собой область раннегеосинклинального морского накопления со слабой еще тектонической и палеогеографической расчлененностью и, в связи с этим, с относительно небольшой разнородностью осадочных и эффузивных формаций.

В венде (?) — нижнем кембрии она становится областью со сложным, типично геосинклинальным расчленением и в соответствии с этим осадочные и вулканические формации здесь становятся более разнородными, а распределение их — более сложным. С этого времени просматривается значительная роль глубинных разломов в тектоно-формационном расчленении области.

Отношения между нижним кембрием и рифеем на западе Алтае-Саянской области характеризуются обычно ясными признаками размывов и иногда структурных несогласий, хотя нижнекембрийские толщи большей частью унаследуют структурный план рифейских.

Нигде не намечается непрерывного перехода рифейских вулканических ассоциаций в нижнекембрийские; в разрезах между ними имеются либо безэффузивные толщи (восточный склон Кузнецкого Алатау), либо региональные несогласия с выпадением крупных биостратиграфических интервалов (Горный Алтай, Горная Шория). В соответствии с наличием крупного разделяющего геохронологического интервала кембрийские вулканические комплексы четко отличны по составу, а также по микроструктурным признакам (см. гл. II, III) от соседних вулканических комплексов верхней части «неметаморфической» серии рифея.

В нижнем и начале среднего кембрия запад Алтае-Саян был преимущественно областью накопления, кроме эпизодически поднимавшихся над уровнем моря узких интрагеоантиклинальных зон, которые намечаются в районе метаморфических выступов между Горным Алтаем и Западным Саяном, в осевой части Катунско-Бийского выступа, в осевой части Кузнецкого Алатау и в Белоиюсско-Солгонском районе.

Обломочные массы на этом этапе состоят в основном из перемытого местного эффузивного материала и относительно редко представлены сборной аллохтоникой. С запада (Алтай, Салаир) на восток (восточная часть Кузнецкого Алатау с отрогами) просматриваются слабо выраженные тенденции уменьшения мощностей кембрийских накоплений и усиления признаков мелководности.

От средины среднего кембрия к раннему ордовику площадь зон мощного геосинклинального накопления сокращается, ограничиваясь южной и западной частью Алтая и Салаиро-Кузнецким районом (исключая восточный склон Кузнецкого Алатау). Это — начало длительного переходного этапа к орогенному режиму, установившемуся в Салаиро-Кузнецком районе, Горной Шории и восточной части Горного Алтая в силуре — девоне. Обломочный материал в эффузивно-осадочных накоплениях верхов среднего кембрия — нижнего ордовика становится в значительной мере аллохтонным (сборные молассоиды, флишоидные толщи) за счет глубокого размыва внутренних и периферических поднятий. Несколько усиливается роль красноцветов.

Из данных по древним эффузивно-осадочным разрезам запада Алтае-Саян вытекает, что массовость эффузий в зонах геосинклинального накопления имеет прямую сопряженность с литофациальными признаками уменьшения глубинности осадков, т. е. с замедлением опускания или относительным подъемом поверхности.

Выделенные вулканические комплексы обязательно имеют существенные отличия по составу от смежных с ними в стратиграфическом разрезе и по латерали. Суть этих отличий будет уточнена в главах II и III.

Вулканические комплексы занимают крупные стратиграфические интервалы и в стратиграфическом разрезе разделены значительными безэффузивными промежутками, т. е. геологически длительными периодами вулканического затишья. Латерально они занимают ареалы регионального масштаба, которые могут быть разделены безэффузивными промежутками одновременных накоплений или непосредственно смыкаются. Эти ареалы обычно совпадают примерно с тектоно-формационными зонами, выделяемыми по общему составу, строению и мощностям толщ.

Палеотектонически эти зоны отвечают частным интрагеосинклинальным прогибам, иногда их флангам и крыльям, участкам с интрагеоантиклинальной тенденцией; иногда они разграничены зонами древних глубинных разломов. Таким образом, латеральные рамки выделенных комплексов отвечают площадям, между которыми обычно (хотя и не всегда) удается усмотреть разницу режима вертикальных движений в эпоху вулканизма.

Ареалы распространения смежных комплексов в ряде случаев имеют признаки разного глубинного строения, проявленные гравиметрически.

Таким образом, при расчленении древних вулканических ассоциаций использован тот эмпирический факт, что существенная смена состава эффузивных ассоциаций подчинена смене региональных блоков с разным строением и (или) разным режимом вертикальных движений и накопления в вулканическую эпоху. Следует, однако, подчеркнуть, что иногда составы вулканических ассоциаций остаются весьма близки при явных различиях в составе, строении и мощностях вмещающих толщ (например, нижне-среднекембрийский комплекс в двух подзонах Шорско-Азыртальской зоны) или имеют существенные различия при малых различиях разрезов (Шорско-Азыртальская и Кийско-Батеневская зоны). Уже из этого видно, что связь между появлением существенных различий состава вулканических ассоциаций и видимыми различиями их позиции в принципе не однозначна.

В схеме районирования (см. рис. 1) внимание акцентировано на составах вулканических ассоциаций. Она представляет собой схему размещения вулканических зон с разным составом вулканизма, увязанную по возможности с тектоно-формационным расчленением для соответствующих древних этапов на основе анализа общего характера разреза.

При выделении вулканических комплексов, как видно из изложенного, одновременно использовано три группы признаков:

1) существенные отличия состава от соседних ассоциаций;

2) признаки геологически длительного перерыва в вулканизме, отделяющего данную ассоциацию от соседних;

3) палеотектонические (тектоно-формационные и др.) различия региональных блоков, к которым приурочены разграничиваемые вулканические ассоциации.

*Глава II*

# СРАВНИТЕЛЬНАЯ ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

При оценке и сравнительной характеристике природных ассоциаций пород по химическим или другим измеримым признакам состава используются различные способы. До сих пор наиболее распространены «роевые» визуальные сопоставления на двумерных или более сложных диаграммах, где составы отдельных пород обозначены точками в координатах состава. Эти диаграммы дают предварительное представление о размахе вариаций составов пород во взятой совокупности, о положении максимума составов в ее пределах, о соотношении составов разных ассоциаций по рассматриваемым признакам, об однородности или неоднородности распределения составов в пределах ассоциаций. На основе этих диаграмм делаются качественные и даже количественные суждения о составах оцениваемых или сравниваемых совокупностей, но без оценки надежности выводов.

С 60-х годов петрологами-магматистами, особенно советскими, широко апробировались более строгие методы сравнения составов природных совокупностей пород с применением доверительных математико-статистических оценок.

При этом использовались практические подходы, которые различаются между собой способом проводимого расчленения естественной совокупности на части, подвергаемые обсчету, и зависят от задач и петрологических воззрений исследователей. Можно назвать три подхода:

1) обсчет и сравнение статистических параметров состава природных ассоциаций пород целиком, независимо от фактических признаков внутренней неоднородности этих совокупностей;

2) расчет и сравнение статистических параметров для более или менее узких классов пород, полученных путем искусственной разбивки пород природной ассоциации (например, по содержаниям кремнезема) и не имеющих признаков резкой внутренней неоднородности (квазиоднородных);

3) расчет и сравнение статистических параметров для породных групп ультрабазитовой, базитовой, кислой, щелочносалической, тоже квазиоднородных, на которые природные комплексы магматических пород распадаются как на самостоятельные или автономные совокупности.

Последний подход, использовавшийся в той или иной мере разными авторами, представляется очень интересным в формационном смысле, так как с самого начала ориентирует внимание на выявление некоторых элементарных парагенезисов магматических пород с признаками тесной внутренней связности между породами и в то же время с признаками дискретных естественных границ между этими парагенезами. С помощью породных групп, по-видимому, можно производить математико-статистическое моделирование и сравнение составов всех или почти всех ассоциаций ортомагматических пород независимо от их ранга (Белоусов, 1967 а, 1969, 1970 б, 1971 а, г, 1972 а; Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969; Белоусов, Налетов, Полякова, 1971, 1974; Белоусов, Полякова, 1971). Ниже мы остановимся на статистических оценках и сравнениях

составов вулканических ассоциаций на основе породных групп. Попутно сделаем ряд замечаний об упомянутых двух других способах статистических оценок и сравнений.

### *ПОРОДНЫЕ ГРУППЫ — ЭЛЕМЕНТАРНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ ПОРОД В МАГМАТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЯХ*

Автором (Белоусов, 1967, 1972а) при статистическом анализе петрохимических данных по разным типам магматических формаций было установлено, что распределение составов в ассоциациях магматических пород в общем случае имеет признаки резкой и устойчивой (систематически повторяющейся) неоднородности (прерывности). Последняя проявляется достоверными минимумами частот и резким изменением характера парных корреляционных связей между петрохимическими признаками. Для доказательства достоверности неодномодального распределения составов (рис. 2 и 3) автором использован вариант U-критерия, предложенный С. В. Гольдиным (1968).

Минимумы на гистограммах или разрывы и изломы «роев» на точечных корреляционных диаграммах отделяют породы ультрамафической группы от пироксенитовой, последнюю — от габброидной (базальтоидной), а ее, в свою очередь,— от гранитоидной (кислой) или щелочносалической (сиенитовой, трахитовой, фонолитовой). Достоверные минимумы и резкие различия корреляционных связей были обнаружены также в салических ассоциациях — между кислыми и щелочносалическими породами.

Теперь уже практически не остается таких формаций магматических пород, в которых настоящие ультраосновные и базитовые или базитовые и настоящие салические породы не разделялись бы минимумами в распределении составов при специальной проверке.

К данным, отображенным на рис. 2 и 3 (Белоусов, 1972а), добавим, что в последнее время резкий статистический минимум был показан на большом петрохимическом материале между габброидами и гранитоидами чарнокитовой ассоциации (Ryka, 1970). Оказалось также, что по ряду показателей (общая меланократовость, содержание глинозема и др.) обособляются явным разрывом от базальтоидов пикриты в пикрито-базальтоидных вулканических ассоциациях. В планетарной выборке щелочносалических пород отделяются минимумом по степени насыщенности кремнеземом (при пересчете в системе нефелин — кальсилит — кремнезем) породы высокощелочной группы (фонолиты, щелочные и фельдшпатоидные сиениты) от группы обычных трахитов и сиенитов (Hamilton, McKenzie, 1965).

Надо подчеркнуть, что проявления устойчивой прерывности распределения составов магматических пород, подмеченные на примере разных провинций или на планетарных выборках, уже давно привлекают интерес петрологов (Левинсон-Лессинг, 1910, 1924, 1929, 1930; Дэли, 1936; Барт, 1965; Тернер, Ферхуген, 1961; Vogt, 1908; Richardson, Sneesby, 1922; Daly, 1927; Barth, Correns, Eskola, 1939; Thornton, Tuttle, 1960). Chayes, 1963а, в и др.).

Внутри перечисленных выше групп пород (ультрамафической, пироксенитовой, базальтоидной, кислой, щелочносалической) в рассмотренных типах магматических ассоциаций признаки резкой неоднородности распределения составов обычно не проявляются. Каждая из этих групп пород в составе естественных совокупностей имеет, как правило, унимодальное распределение составов. Для обозначения этих сравнительно однородных подсовокупностей пород, устойчиво отделяющихся друг от друга в магматических ассоциациях математико-статистическими признаками резкой неоднородности распределения составов, автором был предложен термин «породные группы».

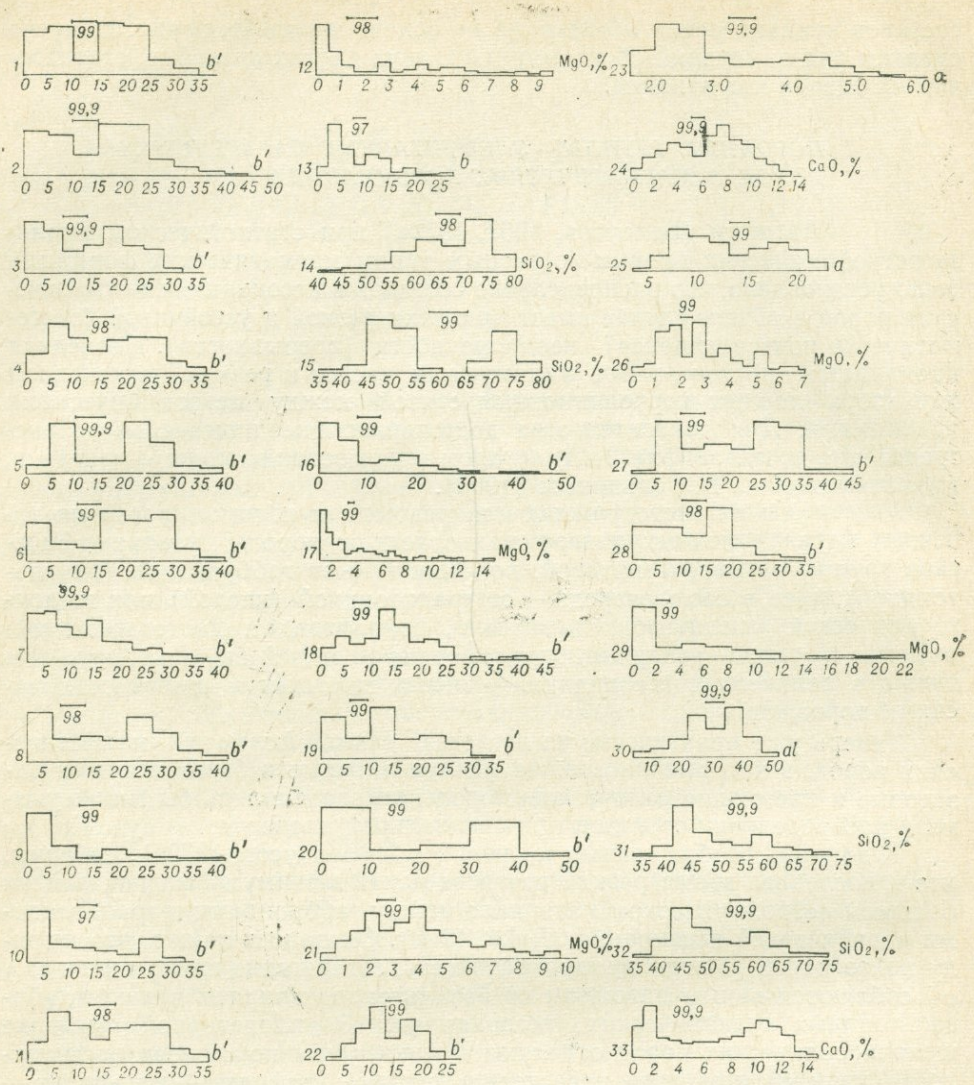


*Рис. 2.* Гистограммы распределения составов в базальтоидно-салических ассоциациях вулканических пород.

*1* — рифейский базальтоидно-альбитофировый комплекс низов енисейской серии Кузнецкого Алатау (99 ан.); *2* — нижнепалеозойские базальтоидно-альбитофировые комплексы Горного Алтая, Горной Шории и Салаирского кряжа (242 ан.); *3* — нижнепалеозойские базальтоидно-альбитофировые комплексы Кузнецкого Алатау (180 ан.); *4* — нижнепалеозойские базальтоидно-альбитофировые комплексы Центрального Казахстана (79 ан.); *5* — нижнекембрийская базальтоидно-альбитофировая ассоциация Западного Саяна (115 ан.); *6* — нижне-среднепалеозойские базальтоидно-альбитофировые комплексы Магнитогорского синклинория Урала (96 ан.); *7* — силурийская базальтоидно-альбитофировая ассоциация Среднего и Северного Урала (128 ан.); *8* — девонские базальтоидно-липаритовые комплексы Южного Урала (улутауусская, колтубанская свиты) (69 ан.); *9* — девонская базальтоидно-альбитофировая ассоциация Горного Алтая (122 ан.); *10* — девонская базальтоидно-липаритовая ассоциация Тувинского прогиба (68 ан.); *11* — девон-каменноугольная базальтоидно-альбитофировая ассоциация Прииртышского района Рудного Алтая (93 ан.), *12* — нижнекарбоновая базальтоидно-липаритовая ассоциация Южного Урала (93 ан.); *13* — пермокарбоновая базальтоидно-липаритовая ассоциация юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня (74 ан.); *14* — пермокарбоновая базальтоидно-липаритовая ассоциация Чаткало-Кураминского и Гиссаро-Кугитангского регионов Узбекистана (161 ан.); *15* — мезозойский базальтоидно-риолитовый комплекс Зауралья (66 ан.); *16* — мезозойско-палеогеновая базальтоидно-риолитовая ассоциация северо-восточной и центральной части Охотско-Чукотского пояса (225 ан.); *17* — мезозойская базальтоидно-риолитовая ассоциация южной части Охотско-Чукотского пояса (391 ан.); *18* — третичная базальтоидно-альбитофировая ассоциация Курил и Камчатки (222 ан.); *19* — кайнозойская базальтоидно-риолитовая ассоциация Сиерра-Невады (76 ан.); *20* — кайнозойская базальтоидно-риолитовая ассоциация Исландии (67 ан.); *21* — четвертичная базальтоидно-риолитовая ассоциация Восточно-Камчатской зоны (223 ан.); *22* — четвертичная базальтоидно-риолитовая ассоциация Карымской группы вулканов Камчатки (97 ан.); *23* — кайнотипные лавы состава от андезито-базальтов до липаритов (планетарная выборка) (697 ан.); *24* — кайнозойские базальтоидные, базальтоидно-дацитовые и базальтоидно-риолитовые ассоциации (планетарная выборка по 24 «субщелочным провинциям») (630 ан.); *25* — кембрийская базальтоидно-щелочносалическая ассоциация Кузнецкого Алатау, Горной Шории (169 ан.); *26* — силуро-девонский базальтоидно-ортофировый комплекс туринской свиты Тагильского синклинория Урала (90 ан.); 27 — верхнепалеозойская щелочно-базальтоидно-трахитовая формация Казахстана (121 ан.); *28* — мезозойская базальтоидно-липарито-трахитовая ассоциация Забайкалья (333 ан.); *29* — мезозойская

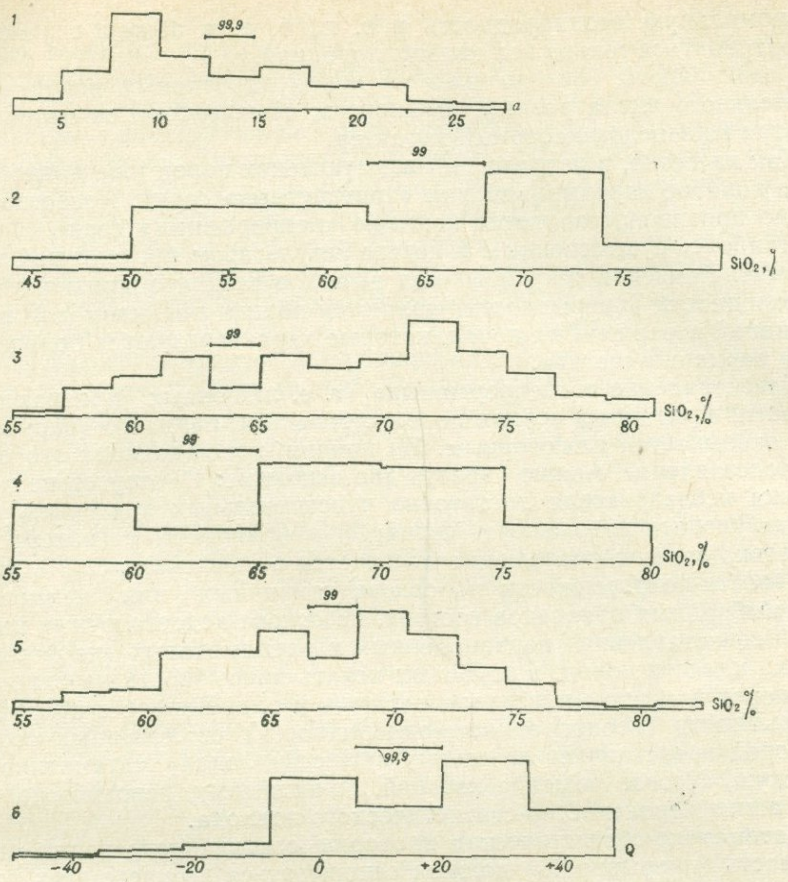



*Рис. 3.* Бимодальность распределения составов в ассоциациях салических пород.

*1* — кислые и щелочносалические кайнотипные вулканиты, планетарная выборка по 31 провинции (402 ан.); *2* — ассоциирующие щелочносалические и кислые кайнотипные вулканиты платформенного чехла Азии, Восточной Африки и Мадагаскара (235 ан.); *3* — кислые и щелочносалические геосинклинальные вулканиты рифея и нижнего палеозоя Горной Шории и Кузнецкого Алатау (200 ан.); *4* — кислые и щелочносалические вулканиты орогенного девона восточной части Горного Алтая, Горной Шории, Кузнецкого Алатау и Минусинских впадин (130 ан.); *5* — кислые и щелочносалические субплатформенные вулканиты юры — неогена Прибайкалья (182 ан.); *6* — кислые и щелочносалические породы девонской орогенной «граносиенитовой» ассоциации субвулканических интрузий Восточного Саяна (270 ан.).

Подчеркнем, что в случае распадения ассоциаций магматических пород на породные группы речь идет не о неоднородности вообще, а о резкой и систематической неоднородности, выраженной неодномодальностью и другими резкими изменениями закона рассеяния признаков состава.

Породная группа в рамках одного магматического комплекса тектоно-формационной зоны в наибольшей степени удовлетворяет требованиям однородного распределения составов, хотя и не абсолютно. В общем случае она представляет совокупность пород из разных тел, разных вулканических построек, разных фаз внедрения, может иметь неслучайные латеральные и стратиграфические вариации (тренды) соста-

щелочнобазальтоидно-щелочно-салическая ассоциация Восточной Африки, Мадагаскара и прилегающих к нему островов (285 ан.); *30* — кайнозойская и щелочнобазальтоидно-трахитовая ассоциации Италии (338 ан.); *31* — кайнозойская щелочнобазальтоидно-трахитовая ассоциация Канарских островов и других прибрежных островов Западной Африки (141 ан.); *32* — кайнозойская щелочнобазальтоидно-трахитовая ассоциация океанических островов (планетарная выборка по 30 провинциям) (551 ан.); *33* — кайнозойские щелочнобазальтоидно-трахитовые ассоциации океанов и континентов (планетарная выборка по 18 «щелочным провинциям») (492 ан.); здесь и на рис. 3 отрезки прямых над гистограммами обозначают проверенный расчетами интервал в области выборочного минимума, цифры — вероятность наличия минимума в генеральной совокупности (в %).

ва, аномальную неоднородность и т. п., т. е. в общем случае может рассматриваться только как квазиоднородная.

Совокупность, составленная из пород однотипных породных групп значительного числа разных комплексов, обычно тоже квазиоднородна, несмотря на заведомо сборный характер.

Как известно, в петрологии магматических пород уже давно используется понятие «прерывных» или «контрастных» серий. Известно также, что оно противопоставляется понятию «непрерывных» серий.

Наиболее существенным и новым результатом проведенной математико-статистической проверки был вывод о том, что признаки резкой неоднородности (прерывности) являются общим правилом для всех тех ассоциаций изверженных пород, которые характеризуются большим размахом вариаций состава.

Представление о «непрерывных» (т. е. лишенных признаков прерывности) природных сериях пород с большим размахом вариаций состава оказывается иллюзорным. Из причин, порождающих это ошибочное представление, можно указать две основные: 1) отсутствие в распоряжении исследователя достаточно чувствительных критериев, позволяющих уловить прерывность серий; 2) неправомерная (некорректная) постановка задачи; последняя заключается в попытках решить вопрос о прерывности-непрерывности на основе единичных или немногих, наудачу выбранных признаков состава, на основе недостаточных выборок, путем сопоставления неравноценных и расплывчатых (не формализованных) классов пород, в попытках искать прерывность на одном и том же наперед заданном интервале составов и т. д. Вопрос о прерывности-непрерывности (неоднородности-однородности) естественных серий горных пород представляет по своему существу задачу математико-статистическую, строгое решение которой, по-видимому, невозможно без использования вероятностно-статистического подхода.

Математико-статистическая проверка совокупности пород на неоднородность (прерывность) должна основываться на учете всех возможных делящих признаков состава и поэтому ориентироваться на перебор всех этих признаков. Если прерывность не проявляется по одному или немногим проверенным признакам или на одном, заранее указанном узком интервале, вывод об ее отсутствии еще не правомерен; вопрос попросту остается открытым. Указанное требование к доказательству вытекает из самой сути подхода к природным совокупностям пород как к случайно-вероятностным. Так, если совокупность представляет собой смесь независимых случайных совокупностей пород, нельзя заранее точно предугадать, какие именно признаки пород и насколько будут перекрываться (пересекаться, трансгрессировать) в смешанной совокупности и какие будут ясно выражать ее прерывность.

В принципе совокупность неоднородна, если она представляет собой смесь заведомо независимых совокупностей, и однородна, если представляет единичную независимую совокупность (популяцию и т. п.).

Математико-статистический анализ помогает решить задачу однородности-неоднородности в случае, когда только что указанные прямые предпосылки не вполне ясны.

Наиболее правомерная общая постановка задачи об однородности-неоднородности геологической совокупности состоит в том, что одновременно должны использоваться математико-статистические критерии однородности-неоднородности (с помощью формализованных математических приемов) и неформальные геологические соображения о природе совокупности, хотя бы самые схематические и общие. С. В. Гольдин (1968) подчеркивает, что само понятие однородной или неоднородной выборки лишено смысла, если не задана некоторая дополнительная независимая классификация изучаемого множества объектов. Определение однородности совокупности включает в себя три требования (Мате-

рон, 1968): 1) унимодальность распределения и его регулярность (в смысле выдержанности математического закона рассеяния в пределах роя количественных значений признаков); 2) принадлежность переменных к однородному «физическому полю» (сюда входит и требование однородности геометрической сети опробования); 3) подчиненность переменных единому однородному процессу. Для обоснования однородности-неоднородности должны использоваться «одновременно статистические, геометрические и геологические критерии».

При решении вопроса об однородности-неоднородности совокупности магматических пород относительная роль статистических и геологических критериев практически будет зависеть от того, насколько определенны геологические сведения о совокупности, в том числе о характере петрологического процесса, породившего ее. Если непрерывный характер процесса достаточно очевиден (например, фракционирование кристаллов в замкнутой камере при образовании некоторых расслоенных интрузий), то серия магматических пород может в определенном смысле трактоваться как однородная, несмотря на формальные статистические признаки неоднородности.

Сами по себе математико-статистические критерии при выяснении вопроса однородности-неоднородности совокупности не являются решающими. Обычно они не позволяют сделать однозначного заключения. Но при отсутствии петрологических подтверждений или противопоказаний математико-статистические критерии могут указать на возможную неоднородность магматической ассоциации.

Надежность вывода о неоднородности повышается, если имеются благоприятные петрологические основания. Так обстоит дело, в частности, с породными группами базальтоидной, кислой и щелочносалической в вулканических (а также обычно и в интрузивных) ассоциациях. Для них в общем случае может быть принято в качестве рабочей гипотезы предположение о существенной независимости (петрологической самостоятельности) каждой из них. То же самое может быть сделано для пикритовой группы вулканитов (кимберлитов, меймечитов).

Указанная рабочая гипотеза представляется конструктивной в целом ряде отношений: 1) она ориентирует на выделение вероятных существенно независимых популяций горных пород и позволяет перейти к анализу этих популяций вместо обычно исследуемых искусственных классов пород, выделяемых по чисто условным границам; 2) позволяет достаточно корректно использовать для оценок, сравнений и классификаций составов магматических формаций разных рангов и разной сложности математико-статистические методы, разработанные именно для исследования независимых совокупностей, внутренне однородных; 3) представляет собой довольно широкое петрологическое предположение, которое четко противопоставляется концепции фракционных (дифференциационных) серий большого размаха (все больше опровергаемой фактами) и вполне заслуживает детализации и проверки. В нескольких работах автор попытался подойти к анализу базальтоидной, кислой и щелочносалической породных групп как существенно независимых совокупностей (Белоусов, 1967а, б, 1969а, 1970б, 1971 а, б, 1972; Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969; Белоусов, Налетов, Полякова, 1972а, б; Белоусов, Полякова, 1971; Белоусов, 1971; Beloussov, 1971).

Приняв предположение о существенной независимости базальтоидной кислой и щелочносалической породных групп, мы полагаем тем самым, что вулканические (магматические) ассоциации, включающие соответствующие породы разных групп, являются смешанными. Для выделения составляющих совокупностей требуется рассортировка пород между двумя смежными породными группами.

Разделение оказывается самоочевидным, если в исследуемом магматическом комплексе породы разных совокупностей (например, сали-

ческие от базитовых) регулярно отделяются резкими геологическими границами (например, границами фаз внедрения). Разделение пород разных совокупностей также самоочевидно, если по какому-либо из признаков состава пород обнаруживается полный разрыв между группами. Именно такие ассоциации пород обычно называют «контрастными».

Если идеально делящего признака не оказывается, то породы, попадающие на интервал частичного перекрытия (трансгрессии) составов породных групп, относятся к той или другой породной группе на основании всей имеющейся информации о составе породы (минералогическом, петрохимическом, геохимическом), петрографическом облике (микроструктурном, текстурном и т. д.), геологических ее отношениях с другими породами (совместное нахождение в одних и тех же телах, наличие достоверных постепенных переходов, тесная ассоциация или несовместимость и т. д.). Решающими в разных случаях могут оказаться разные признаки.

Для разделения пород на смешанном интервале возможно использование формальных математических приемов, учитывающих совокупность признаков (линейные дискриминантные функции, кластер-анализ и др.). При практическом разделении породных групп обычно достаточно эффективны простейшие формальные приемы (разделение на гистограммах и двумерных точечных диаграммах сопряженности) в комбинации с неформальным содержательным анализом всех имеющихся данных о породах. Естественно, что качество рассортировки зависит от полноты информации и от конкретных особенностей рассматриваемого сочетания породных групп. Число возможных ошибок обычно невелико, поскольку затруднительные случаи разделения относятся к зоне редкой встречаемости пород на одномерном и двумерном распределении наилучших делящих признаков.

Многомерное разделение породных групп с целью дальнейшей их статистической обработки может быть, конечно, сделано и чисто формально, без предположения о самостоятельности породных групп (Иванов, Волохов, Полякова, Оболенская, 1972; и др.). Таким образом, пикритоидная, базальтоидная, кислая и щелочносалическая породные группы вообще могут быть взяты за основу оценки, сравнения и классификации составов вулканических формаций как квазиоднородные совокупности.

Породная группа (поскольку она в составе магматического комплекса или более крупной ассоциации представляет парагенезис пород, обладающий большой степенью геологической связности) является формационной категорией — формационной единицей низшего ранга. Состав магматического комплекса может сводиться к одной породной группе (такие комплексы можно было бы именовать простыми) или к нескольким породным группам (сложные комплексы).

Следует отметить, что составные части «контрастных» ассоциаций изверженных пород в качестве формационных единиц выделяются многими авторами, но под разными и уже занятыми названиями (комплексы, серии, формации). Предлагаемый термин «породная группа» может быть учтен при унификации номенклатуры формационных единиц.

Статистические признаки устойчиво-неоднородного распределения составов свойственны ассоциациям не только магматических, но и осадочных пород. В этой связи можно сослаться на устойчивые минимумы между известняками и доломитами (Фэйрбридж, Чилингар, Бисселл, 1970), между карбонатными и кремнистыми породами, между аркозами и граувакками и т. д. Представление о породных группах (в рассмотренной выше трактовке), по-видимому, может иметь значение и для осадочных формаций.

Породные группы могут соответствовать «парагенетическим группам» Н. С. Шатского (1965), намеченным им внутри осадочных и вулканогенно-осадочных формаций.

## *ОСНОВАНИЯ ДЛЯ РАСЧЛЕНЕНИЯ, ОЦЕНОК И СРАВНЕНИЙ СОСТАВОВ АССОЦИАЦИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД*

Известно, что универсальной основой для оценки состава эффузивов и для сопоставления его с составом интрузивных пород может быть химизм (Заварицкий, 1950; Штейнберг, 1964; Белоусов, 1974, и др.). На основе химизма возможны самые детальные и тонкие классификации пород. Количественно-минералогический состав не является такой общеприемлемой основой классификации ввиду неполнокристалличности и тонкозернистости большинства вулканических пород и очень распространенного вторичного перерождения минералов.

Уместно подчеркнуть здесь, что химический состав магматических пород несет наиболее «глубинную» информацию о происхождении и эволюции расплавов, в том числе и информацию о тех стадиях, когда в расплаве еще отсутствовали наблюдаемые минеральные фазы фаций становления. Особо важная роль признаков химизма при петрогенетической расшифровке подчеркивалась еще Г. Тиррелем (1933).

При попытках количественного выражения состава конкретных вулканических ассоциаций обычно оценивается соотношение объемов условно выделяемых классов пород (таких как «основные», «средние», «кислые» с подразделением их на фациальные типы (лавовые, пирокластические) иногда в виде формул с символическими обозначениями этих классов и типов пород (Лучицкий, 1971). Отнесение пород к тому или иному классу составов при этом обычно производится не по формализованным (строго установленным) признакам, а ориентировочно, поэтому оценки имеют в целом тоже ориентировочный характер. Напомним, что мысль использовать символику для выражения составов геологических формаций выдвинута Н. С. Шатским (1965). Введение символики вносит элемент математической культуры в описание состава, ориентирует исследователя на уточнение смысла (формализацию) соответствующих признаков формаций и неизбежно будет прививаться на практике по мере повышения точности и строгости оценок состава.

Для сравнения составов вулканических и других магматических ассоциаций издавна применяются роевые диаграммы (иногда обработанные в изолиниях) или регрессионные («вариационные»), диаграммы Харкера, Торнтона—Таттла и другие, многомерные диаграммы А. Н. Заварицкого и др. Все они дают в графическом виде статистическое отображение тех или иных показателей химического состава и (при достаточно большом числе анализов) передают полуколичественное соотношение составов сравниваемых ассоциаций. Каждая из ассоциаций в этом случае обычно рассматривается как непрерывная серия, что далеко не всегда правомерно. Непрерывными, в частности, эти серии обычно считаются по тем петрохимическим показателям, которые принимают за наиболее характерные так называемые «индексы дифференциации» магм (содержание кремнекислоты, индекс дифференциации Торнтона — Таттла, общая меланократовость и т. п.). Принципиальной основой для такой трактовки является концепция непрерывных фракционных серий (концепция Н. Боуэна или ее видоизменения). Основная задача сопоставлений при этом усматривается в том, чтобы сравнить составы «одноименных» пород, занимающих одно и то же положение во «фракционном ряду», т. е. имеющих одни и те же значения «индекса дифференциации». При этом различия между совокупностями по самому «индексу дифференциации» не принимаются во внимание или не считаются важными, поскольку с точки зрения концепции фракционных серий они выражают только «путь дифференциации» внутри серии, а не принципиальные различия составов серий. Модернизацию таких сопоставлений представляют и некоторые способы математико-статистического сравнения соста-

вов магматических ассоциаций (Абрамович, Бобров, 1968; Бондаренко, 1967, 1969, и др.). Региональные магматические ассоциации разбиваются на искусственные подсовокупности (классы) пород по содержанию кремнезема. Для этих классов рассчитываются статистики петрогенных компонентов, которые затем сравниваются для одноименных классов разных совокупностей. По результатам можно в какой-то мере судить о соотношении составов сравниваемых ассоциаций в целом.

В сравнениях с помощью условных подразделений подкупает простота расчленения составов, сводящаяся к чисто формальному приему. Однако уже само по себе искусственное деление обусловливает ряд недостатков метода, а именно:

1. Искусственно выделяемые классы пород не являются независимыми случайными совокупностями, так как их положение и объем предопределяются положением задаваемых границ и выбираемой шириной классов; вычисленные для них статистические параметры поэтому носят тоже условный характер и вне рамок статистического сравнения одноименных классов или других чисто формальных математических выкладок не имеют самостоятельного значения.

2. Практически выпадает из числа сравнительных признаков содержание главнейшего петрогенного компонента — кремнекислоты — или общая лейкократовость — меланократовость.

3. При многочисленности выделяемых классов затруднительно составить конкретное представление о составе и соотношениях составов сравниваемых ассоциаций в целом (хотя и удается вычислить некоторые полезные обобщающие оценки, обезличенные, однако, в петрохимическом отношении (Бондаренко, 1967, 1969); при этом невозможно использовать крайние классы пород, если для них не находится пары в одной из сравниваемых ассоциаций.

4. Сравнительные оценки в данном случае отражают особенности состава классов пород независимо от формы статистического распределения этих пород в сравниваемых ассоциациях в целом (т. е. независимо от соотношения численностей и объемов пород). Породы и классы пород учитываются лишь в качестве петрографической или петрохимической категории, но не в качестве геологического элемента формации, имеющего определенный физический объем. Совокупности пород рассматриваются лишь как петрографические или петрохимические ряды пород, а не как конкретные геологические формации с определенным распределением составов (количественным соотношением пород. Неучет объемов не может не отразиться на правильности выводов при сравнении состава формаций в целом.

В общем, мы видим некоторый частный, узкоцелевой подход к проблеме сравнения составов магматических формаций. Следует подчеркнуть, что в данном случае решается (частично) лишь задача сравнения, но не дается оценка состава представляемых магматических формаций в целом.

Математико-статистические оценки состава магматических ассоциаций наиболее широко применяются советскими исследователями (Вистелиус, 1969). Для целого ряда региональных магматических формаций вычислены оценки статистических параметров распределения породообразующих компонентов и различных других петрохимических величин. Набор этих оценок и различных вспомогательных статистических данных представляет собой математико-статистическую (вероятностно-статистическую) модель состава магматической ассоциации в целом. Эти оценки могут использоваться для сравнения с другими ассоциациями.

Недостатком многих работ с математико-статистическими оценками состава является отсутствие тщательной проверки обрабатываемых совокупностей (ассоциаций) пород на неоднородность распределения составов. В частности, иногда рассчитываются статистики базальтоидных

пород вместе с кислыми или щелочносалическими, т. е. таких совокупностей, составы которых в общем случае имеют признаки резкой неоднородности, и поэтому не подлежат статистическому моделированию с помощью параметров однородного распределения.

Для вулканических ассоциаций, состоящих из базальтоидных, кислых и щелочносалических пород, этот недостаток можно преодолеть, выделив породные группы с учетом изложенного в предыдущем разделе данной главы.

Состав вулканического комплекса может сводиться к одной-двум, иногда к трем породным группам, для каждой из которых может быть рассчитана математико-статистическая модель состава. Последняя может включать в себя статистики как непрерывных, так и дискретных (качественных, или альтернативных) распределений в зависимости от характера имеющихся данных о составе.

Магматическая ассоциация как сочетание породных групп (если она не сводится к одной породной группе) представляет собой либо типичное дискретное распределение (породные группы явно самостоятельны), либо аналогична ему в формально-статистическом отношении.

В случае вулканических ассоциаций, состоящих из пород базальтоидной (Б), кислой (К) и щелочносалической (ЩС) групп, состав ассоциации в целом может быть смоделирован как комбинация, сводящаяся к одной (или Б, или К, или ЩС) или нескольким (Б, К или Б, ЩС и т. д.) породным группам. С той или иной точностью могут быть учтены данные о количественном соотношении породных групп (например, $Б \sim К$ или $Б > ЩС$, $[Б_{50-60\%}К_{40-50\%}]$, $[Б_{70\%}ЩС_{30}]$.

Теоретически возможны, хотя практически не всегда приемлемы доверительные оценки количественного соотношения породных групп в вулканических ассоциациях с помощью статистик качественного (альтернативного) распределения по выборкам пород. Эффузивные породы разных породных групп в основном хорошо различаются по внешним признакам и под микроскопом, поэтому на отборе образцов и проб может сильно сказаться фактор преднамеренности. В связи с этим случайное опробование, обеспечивающее пропорциональную представительность пород разных породных групп отдельного комплекса, не гарантировано. В данном случае более приемлемы приближенные оценки по измеренным мощностям пород в разрезах с учетом площадей распространения в пределах зоны.

Условие случайности опробования и пропорциональной представительности пород базальтоидной и салической групп эффузивов лучше выполняется на выборках по ассоциациям более крупного ранга, составленных из выборок по совокупности комплексов, из анализов разных авторов, выполненных с разной целью.

Показатели состава породных групп, как квазиоднородных совокупностей, могут обрабатываться всеми методами статистики непрерывных распределений, а также методами дискретных распределений. Последние применимы в случае, если найдены или заданы однозначные признаки расчленения пород внутри этих совокупностей на альтернативные (качественные) классы.

Разнообразные оценки петрохимического состава породных групп на основе классических методов математической статистики были опубликованы нами в региональных работах (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969; Белоусов, Налетов, Полякова, 1974).

Рассмотрим систему оценок составов породных групп по петрохимическим показателям, которая представляется целесообразной при сравнительном изучении состава вулканических комплексов.

При параметрических статистических оценках химизма использованы, кроме весовых процентов окислов (приведенных к 100 при исключенных летучих), весовые отношения катионов к кислороду. По срав-

нению с весовыми процентами окислов (сумма которых практически является заданной и замкнутой) эти величины и статистики по ним более корректно отражают истинные содержания элементов и корреляционные зависимости между элементами (Сарманов, Вистелиус, 1959). Кроме того, величины этих отношений свободны от влияния летучих добавок (вода, углекислота), которые искажают содержание силикатных компонентов в метаэффузивах.

Поскольку уровень содержания кислорода в породе в общем повышается с увеличением содержания салических минералов, он аналогичен другим суммарным фемическо-салическим показателям пород (содержанию кремнезема, индексу Торнтона — Таттла, показателю меланократовости Заварицкого и т. п.). Отношение катиона к кислороду представляет собой удельное содержание катиона на единицу фемическо-салической меры (или основности — кислотности). Таким образом, использование кислородных чисел по-своему удовлетворяет традиционному стремлению рассматривать соотношение отдельных компонентов между «сериями пород» при одинаковых значениях фемическо-салического показателя.

В качестве оценочного и сравнительного показателя используется, кроме валентных форм, суммарное содержание железа, которое менее подвержено ошибкам анализа и более стабильно при фациальных и метаморфических преобразованиях пород.

При параметрических оценках использованы также наиболее интересные в сравнительно-петрохимическом и петрологическом плане парные отношения элементов $\Sigma Fe/Mg$, Na/Ca, Na/Al, Ca/Al. Недостаток этих отношений — часто сильное отклонение распределений от нормального, затрудняющее параметрические оценки и сравнения.

Использован также ряд нормативных петрохимических показателей из тех, которые широко привились в отечественной литературе (числовые характеристики $a$, $c$, $b$, $f'$, $m'$, $c'$, $a'$, $n$, $\varphi$, $Q$ Заварицкого) или представляют рациональное уточнение или дополнение их (показатели $b'$ и $\alpha$, предложенные Д. С. Штейнбергом, 1964). Эти математические функции содержаний элементов несут информацию о количественном соотношении возможных (нормативных) минералов или групп минералов в вулканических породах и поэтому являются целесообразным дополнением к набору основных петрохимических показателей.

Хорошо известно, что главнейшими показателями состава, определяющими в конечном счете основное петрографическое расчленение магматических пород, являются соотношение фемических и салических составляющих (основность-кислотность) и общая щелочность. Конкретные варианты петрохимических показателей, предложенных для выражения этих свойств, очень разнообразны и теперь уже трудно обозримы. Для этого используются содержания отдельных сильно обусловливающих компонентов (например, общее содержание кремнекислоты, с которым бывает сильно скоррелировано соотношение фемических и салических компонентов в породах), суммы или более сложные функции содержаний нескольких компонентов.

Соотношение фемических и салических составляющих и общая щелочность, по-видимому, должны остаться главнейшими оценочными и сравнительными показателями состава и для ассоциаций магматических пород в целом. Выше отмечалось, что при традиционном «сериальном» подходе к сравнению составов ассоциаций магматических пород показатели соотношения фемических и салических компонентов не принимались во внимание или недооценивались.

Для основного петрохимического разграничения составов пород в рядах базальт—риолит и трахибазальт—трахит нами использована формализованная равноклассная петрохимическая шкала на основе показателя меланократовости $b'$ Д. С. Штейнберга: $b' = b - \frac{ba'}{100}$, где $b$ и $a'$ —

числовые характеристики данной породы по системе пересчетов Заварицкого.

Общая меланократовость $b'$ в качестве основного показателя для классификации эффузивных пород по меланократовости — лейкократовости предпочтительна перед используемым для той же цели содержанием кремнезема не только тем, что дает удобную для оценки относительной встречаемости привычных классов пород шкалу (равноклассную), но и тем, что эта линейная функция содержания петрогенных элементов более стабильна при региональном метаморфизме эффузивов (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969). Будучи зависимой от соотношения многих (почти всех) петрогенных элементов, эта функция состава заведомо меньше изменяется в каждом элементарном объеме породы при региональном метаморфизме, чем каждый отдельный компонент (в том числе кремнезем). Содержание кремнезема (хотя его привнос и вынос в основном уравновешиваются при региональном метаморфизме в расчете на большие объемы пород) может чаще и значительнее отклоняться от первоначального в каждом элементарном объеме (например, при отложении кремнезема в миндалинах).

Кроме того, содержание кремнезема в породе существенно зависит от сильно варьирующего в эффузивах содержания летучих метаморфических добавок.

Шкала (рис. 4) включает составы, обычные для геосинклинальных и орогенных вулканических ассоциаций; на рис. 4 учтены также породы ряда базанитоиды — фонолиты (в предварительном виде).

Эта шкала не противоречит традиционному основному петрографическому расчленению пород, а также отвечает требованиям простоты и математического удобства — равноклассности, кратности ширины классов и линейности границ их.

В составе породных групп различаются следующие классы (или уклоны) по меланократовости (основности).

1) в базальтоидной группе — породы лейкобазальтоидного уклона ($b' \leqslant 25$), противопоставляемые мезо- и меланобазальтам ($b' > 25$); в той же породной группе — породы базальтового уклона ($b' > 20$), противопоставляемые андезито-андезито-базальтовому ($b' \leqslant 20$) уклону, породы меланобазальтового уклона ($b' > 30$), противопоставляемые остальным базальтоидам;

2) в кислой группе — породы лейкократового (риолитового, $b' \leqslant 5$) и меланократового (дацитового, $b' > 5$) уклонов;

3) в щелочносалической группе — породы лейкократового ($b' \leqslant 5$) и меланократового ($b' > 5$) уклонов.

Основное подразделение по щелочности в ряду салических (кислых — щелочносалических) пород производится по числовой характеристике Заварицкого $a$, равной 15, которая соответствует середине класса «липарито-трахитов», по Штейнбергу (1964). Этой границей породы щелочносалического уклона ($a > 15$) удовлетворительно отделяются от пород собственно кислого уклона.

Для разделения пород в породных группах по щелочности намечается вариант шкалы, основанный на числовой характеристике $a$, по Заварицкому (см. рис. 4):

1) для кислой группы — породы нормальной щелочности, или нещелочного ($a \leqslant 12{,}5$) и щелочного (трахилипарито-дацитового) уклона ($a > 12{,}5$);

2) для щелочносалической группы — породы щелочного (трахитового, $a \leqslant 20$) и высокощелочного или ультращелочного (фонолитового) уклонов ($a > 20$);

3) для базальтоидной группы — породы нормальной щелочности или нещелочные с низкими значениями показателя $a$ (этот класс пород ограничен на плоскости $ab'$ ломаной линией, проходящей от точки

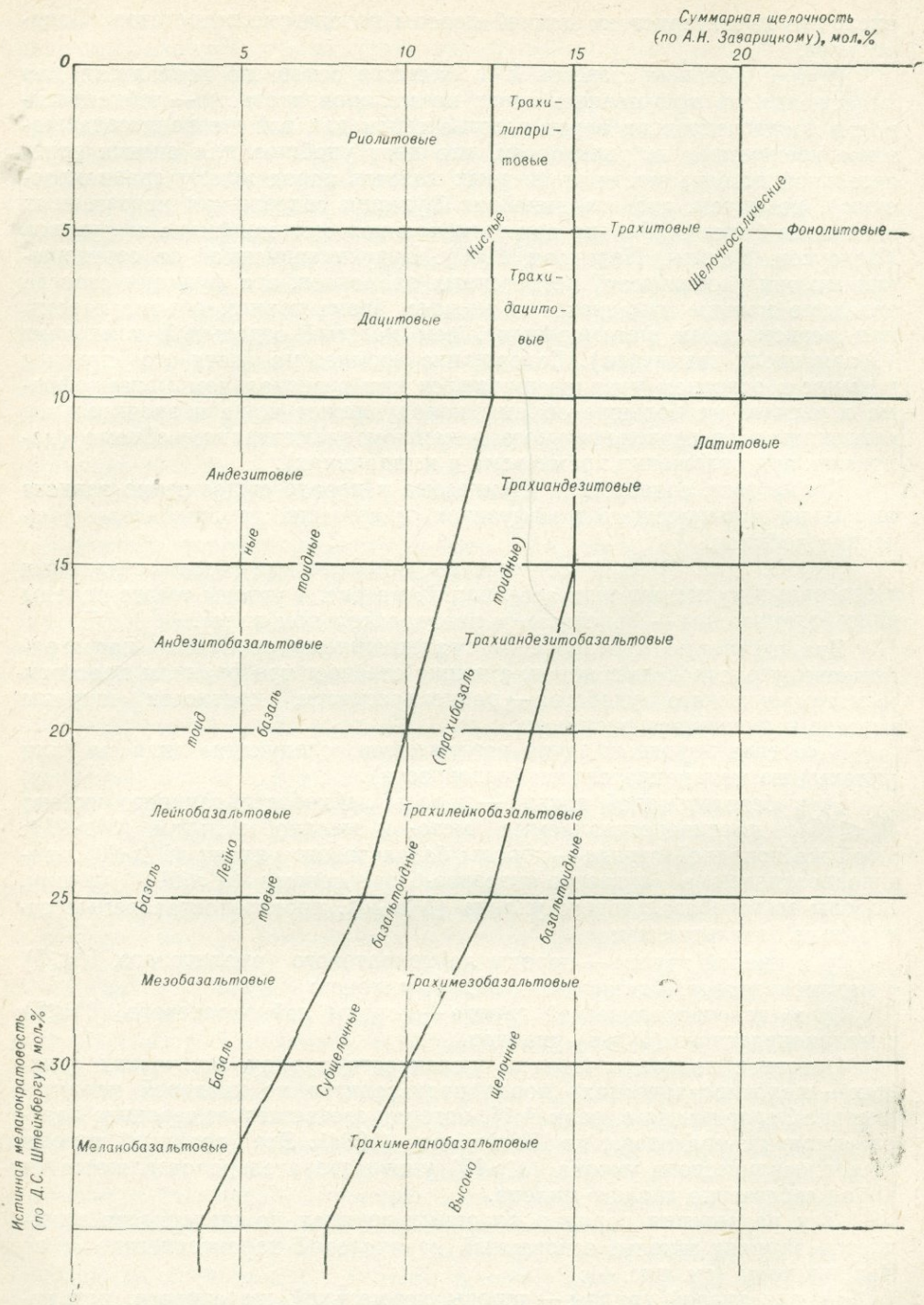



*Рис. 4.* Шкала основного петрохимического подразделения лавовых пород.

$a=12{,}5$, $b'=10$ через точку $a=10$, $b'=20$ к точке $a=5$, $b'=32{,}5$), породы субщелочного уклона — от этой границы до линии, проходящей от точек $a=15$, $b'=10$ и $a=15$, $b'=15$ к точкам $a=12{,}5$, $b'=25$ и $a=7{,}5$, $b'=35$; породы высокощелочного или ультращелочного (базальтоидного) уклона с более высокими значениями показателя $a$ (см. рис. 4).

О породах субщелочного и высокощелочного уклона в целом можно говорить как о породах с повышенной щелочностью (щелочного уклона).

В класс нормальных базальтоидных и кислых пород при указанном разграничении попадают почти все вулканические породы кайнотипных ассоциаций Пеле, Лассен-Пика, Курил, Камчатки и т. п., а в высокощелочной класс — породы базанитоидно-фонолитовых серий, большей частью с фельдшпатоидами и другими специфическими щелочными минералами.

Породам субщелочного уклона соответствует подавляющее большинство пород широко известных вулканических серий Электрик-Пик, Йеллоустон, Сан-Франциско и часть пород из более щелочных серий.

Более частный интерес в качестве оценочных и сравнительных признаков состава вулканических пород и их ассоциаций имеют показатели, отражающие глиноземистость, титанистость, соотношение магния и железа, соотношение натрия и калия и степень насыщения кремнеземом. Нами используются соответственно: содержание $Al_2O_3$ и $TiO_2$ в весовых процентах при исключенных летучих, соотношение числовых характеристик $m'$ и $f'$, характеристики $n$ и $Q$, по Заварицкому. По этим показателям выделены следующие классы и уклоны пород:

1) базальтоидные породы низкоглиноземистого ($Al_2O_3 \leqslant 17$ вес. %) и высокоглиноземистого ($Al_2O_3 > 17$ вес. %) уклонов (аналогично подразделению в работе Н. Хаббарда (Hubbard, 1969); кислые породы низкоглиноземистого ($Al_2O_3 \leqslant 14$ вес. %) и высокоглиноземистого ($Al_2O_3 > 14$ вес. %) уклонов; граница округленно отвечает вычисленной нами (Белоусов, Налетов, Полякова, 1972а) оценке среднего содержания глинозема для вулканитов кислой группы по 14 геосинклинальным и орогенным вулканическим провинциям Евразии;

2) базальтоидные породы низкотитанистого ($TiO_2 \leqslant 1{,}5$ вес. %) и высокотитанистого ($TiO_2 > 1{,}5$ вес. %) уклонов в соответствии с предложением Штейнберга (1964);

3) базальтоидные, кислые и щелочносалические породы магниевого ($m' > f'$) и железистого ($f' \geqslant m'$) уклонов; для более дробного подразделения принимаются классы пород — высокомагниевый ($m' > 2f'$), железисто-магниевый ($2f' \geqslant m' > f'$), магниево-железистый ($2m' > f' \geqslant m'$), высокожелезистый ($f' \geqslant 2m'$);

4) базальтоидные, кислые и щелочносалические породы натриевого ($n > 50$) и калиевого ($n \leqslant 50$) уклонов; для более дробного подразделения — породы высоконатриевые ($n > 200/3$), калинатриевые ($200/3 \geqslant n > 50$), натрокалиевые ($50 \geqslant n > 100/3$), высококалиевые ($n \leqslant 100/3$);

5) классы пород по насыщенности кремнеземом приняты согласно шкале Заварицкого (1950); в салическом ряду величина $Q = 15$, соответствующая границе класса пересыщенных $SiO_2$ пород, отделяет породы собственно кислого ($Q > 15$) уклона; подразделения по рубежам $Q = 15$ и $a = 15$ в первом приближении заменяют друг друга при разграничении собственно кислых от щелочносалических пород.

### *ПРЕДЛАГАЕМАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ И НОМЕНКЛАТУРА СОСТАВОВ ПОРОДНЫХ ГРУПП И ИХ АССОЦИАЦИЙ*

Формализованная петрохимическая шкала подразделений составов пород дает необходимую основу для достаточно строгой классификации (типизации) составов породных групп. При этом номенклатура составов пород, принятая на основании этой шкалы, может быть рационально использована при построении номенклатуры составов породных групп в целом, и поэтому не потребуется никакой особой «формационной» номенклатуры составов.

Так как связи между петрохимическими компонентами магматических пород являются стохастическими (исключая однозначно-функциональную связь между содержанием химических элементов и вычисляемыми по ним нормативными показателями), каждый петрогенный элемент (окисел) несет более или менее независимую информацию о составе. Поэтому классификация составов магматических формаций, как и пород, в принципе должна быть многопризнаковой, упрощаясь или усложняясь в зависимости от целей исследования. Одна из трудностей состоит в том, чтобы эта классификация сохраняла достаточную конкретность (информативность), не будучи слишком громоздкой.

Наиболее актуален вопрос об основной классификации и основной номенклатуре составов магматических формаций, в которых учитывались бы главнейшие признаки их состава.

Как свидетельствует опыт сравнительного изучения составов магматических ассоциаций вообще, а также опыт разработки классификаций магматических формаций, этими главнейшими показателями состава магматических ассоциаций остаются общая меланократовость — лейкократовость (основность — кислотность) и общая щелочность. Именно эти показатели отражены в основной номенклатуре магматических формаций в современных классификациях (Ю. А. Кузнецов, 1964, 1970; Москалева, Харкевич, Шаталов, 1969, и др.).

Один из возможных вариантов основного подразделения составов вулканических ассоциаций в координатах общая основность — общая щелочность может быть предложен на основе шкалы подразделения пород по общей меланократовости (см. рис. 4) и намеченных выше классов пород по общей щелочности.

Формализованные классы пород, намеченные выше по другим важным петрохимическим показателям, могут быть основой для дополнительной классификации составов вулканических ассоциаций.

Номенклатура, выражающая состав магматических формаций, в предлагавшихся схемах строилась либо по принципу перечисления всего ряда входящих в ассоциацию классов пород, либо по принципу выделения ведущих (преобладающих в составе формации) классов пород. В первом случае название передает только петрографическую оценку состава ряда, а во втором отражает ведущий класс пород в составе породной группы и, следовательно, количественное соотношение пород.

В математико-статистических терминах в первом случае речь идет лишь о размахе распределения признаков состава. В названии ассоциации, составленной по первому принципу, нельзя отразить наличие и положение мод (максимумов) в распределении составов и составы наиболее развитых классов пород. Особенно недостаточен этот прием построения номенклатуры при неодномодальном распределении составов. Однако и при унимодальных распределениях составов (внутри породных групп) размах не является достаточным и эффективным оценочным и сопоставительным параметром. В частности, если взять классы базальтов, андезито-базальтов и андезитов безотносительно к их встречаемости, то оказывается, что в подавляющем большинстве базальтоидных и базальтоидно-салических эффузивных комплексов подвижных зон они встречаются вместе. Если базальтоидную группу обозначить в этом случае как базальт-андезитобазальт-андезитовую, то будут затушеваны различия составов между ассоциациями с существенно базальтовым и существенно андезитобазальт-андезитовым составом пород базальтоидной группы и т. д.

При исследовании вулканических комплексов рифея и нижнего палеозоя Алтае-Саянской области (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969; Белоусов, Налетов, Полякова, 1974) нами использована классификация составов, которая одновременно учитывает:

1) комбинацию породных групп и их количественное соотношение;

2) преобладающий уклон состава каждой породной группы по основным классификационным признакам.

Количественное соотношение породных групп (суммарно по всем фациям — экструзивной, лавовой и пирокластической, включая также переотложенные вулканитовые продукты внутриформационного происхождения) отражается порядком их перечисления. Преобладающая группа указывается в конце названия в соответствии с практикой, чаще всего принятой в научной терминологии. Если салическая группа развита примерно одинаково с базальтоидной, она также указывается в конце названия (см. табл. 48).

Сопоставив разные возможные варианты, использованные в предыдущих работах (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969; Белоусов, Налетов, Полякова, 1974) и в процессе подготовки настоящей работы, мы приняли, как наиболее удобный, следующий рабочий вариант классификации и номенклатуры породных групп на петрохимической основе, в которой учтены оба основных классификационных признака — общая меланократовость и общая щелочность.

Нужная степень однозначности при типизации составов каждой породной группы, как целого, достигается с помощью доверительных математико-статистических оценок по упомянутым двум петрохимическим показателям. Применены простейшие оценки, легко доступные каждому геологу после ознакомления с началами математической статистики: 1) оценка доли пород в альтернативном (биномиальном) распределении и 2) оценка доверительного интервала среднего. Практически взяты 95%-ные доверительные интервалы.

В первом случае оценивается (по $b'$ и по $a$) — соотношение численностей (и, следовательно, объемов) пород двух уклонов, присутствующих в породной группе. Типизация идет по признаку преобладания одного из двух уклонов. Решение находится по таблицам оценки параметра в биномиальном распределении (Янко, 1961; Большев, Смирнов, 1965) или с помощью несложных расчетов по формулам (Урбах, 1964, и др.). Оценка по численности двух выборок (уклонов), разделяемых какой-либо границей в шкале составов, практически равнозначна оценке по положению центра распределения (среднего) всей выборки относительно той же границы шкалы (при симметричной форме распределения). Поэтому оценки по численностям можно заменить оценками по положению доверительного интервала среднего. Следует подчеркнуть, что последние являются более чувствительными (более мощными).

Аналогичным путем может быть произведена классификация составов породных групп по дополнительным признакам — титанистости, глиноземистости, железистости, калиевости и т. д.

Требуемый объем выборки для каждой породной группы, принятый нами,— не менее 20 анализов, за исключением случаев, когда преобладание одного из уклонов на 95%-ном уровне надежности устанавливается при меньшей численности; число анализов при этом не может быть меньше 6, так как выборочное распределение 6 и 0 — предельный случай, еще указывающий на то, что часть совокупности, которая представлена выборочным числом 6, преобладает в генеральной совокупности. Выборка, конечно, не должна быть явно смещенной, т. е. не должна противоречить предположению, что она приближается к случайной выборке из опробуемой совокупности.

По меланократовости базальтоидную группу мы называем:

лейкобазальтоидной — если в ней породы с величиной $b' \leqslant 25$ составляют значимое большинство и в то же время базальтовые породы ($b' > 20$) не преобладают значимо над породами с $b' \leqslant 20$ или если 95%-ный доверительный интервал среднего $b'_{ср} \pm \Delta_{05}$ укладывается в области $b' \leqslant 25$.

базальтовой — если породы базальтовые ($b' > 20$) составляют значимое большинство и в то же время лейкобазальтоидные ($b' \geqslant 25$) не преобладают значимо над породами с $b' > 25$ или если доверительный интервал $b'_{ср} \pm \Delta_{05}$ укладывается в области $b' > 25$. Например, в выборке пород базальтоидной группы нижне-, среднекембрийского вулканических комплексов Центрально-Алтайской зоны 38 из 41 породы относятся к базальтам, что по таблицам составляет 80—98% на генеральную совокупность (при 95%-ном уровне надежности), т. е. значимое большинство; в то же время лейкобазальтоидные породы составляют 11 из 41 породы, или 31—41%, т. е. значимое меньшинство; таким образом, группу следует именовать базальтовой;

базальтоидной — если значимого перевеса между базальтовыми и лейкобазальтоидными составами статистической проверкой не устанавливается или если доверительным интервалом $b'_{ср} \pm \Delta_{05}$ полностью перекрывается интервал $25 \geqslant b' \geqslant 20$.

*Салическую группу по меланократовости называем:*

риолитовой (липаритовой) и лейкотрахитовой, если в ней породы с величиной $b' \leqslant 5$ составляют значимое большинство или если доверительный интервал $b'_{ср} \pm \Delta_{05}$ укладывается в интервале $b' \leqslant 5$;

*дацитовой и меланотрахитовой (трахилатитовой), если* значимое большинство пород по тем же оценкам уклоняется в область $b' > 5$;

риодацитовой и трахитовой, если не устанавливается преобладания пород лейкократового или меланократового крыла или если доверительный интервал $b'_{ср} \pm \Delta_{05}$ перекрывает границу $b' = 5$.

Указание на повышенную щелочность кислой группы вводится в название последней (трахилипаритовая, трахидацитовая, трахилипаритодацитовая), если породы нормальной щелочности ($a \leqslant 12{,}5$) не составляют в ней значительного большинства и $a_{ср} \pm \Delta_{05}$ не укладывается целиком в пределах нормального уклона.

Указание на высокощелочной уклон щелочносалической группы (трахифонолитовая) вводится, если в ней не составляют значимого большинства обычные трахиты и латиты ($a \leqslant 20$) и $a_{ср} \pm \Delta_{05}$ перекрывает границу $a = 20$.

Указание на щелочной уклон базальтоидной группы (трахилейкобазальтоидная, трахибазальтовая, трахибазальтоидная) дается в случае, если значимое большинство пород или доверительный интервал $a_{ср} \pm \Delta_{05}$ укладывается правее границы, разделяющей *нормальные и щелочные базальтоиды* (см. рис. 2) *на уровне меланократовости* ($b'_{ср} \pm \Delta_{05}$), свойственной породной группе в данном случае.

*Оценка первичного уровня щелочности метабазальтоидов* затруднена тем, что при региональном зеленокаменном изменении суммарная щелочность их в общем завышается в результате региональной альбитизации плагиоклазов. Статистическое сравнение зеленокаменных и кайнотипных базальтоидов подвижных поясов (гл. V) позволяет предполагать, что общая щелочность метабазальтоидов при зеленокаменном изменении завышена в среднем примерно на 1/15 от первичного уровня. При оценках щелочности базальтоидной группы нами исправлялась на эту величину оценка $a_{ср}$.

Для кислой и щелочносалической групп метаэффузивов статистическое понижение или повышение общей щелочности по сравнению со свежими эффузивами не устанавливается (гл. V), поэтому наблюдаемая общая щелочность их может приниматься в среднем за первичную. Конечно, как и в случае метабазальтоидов, оценки первичной общей щелочности являются только приближенными.

*Если щелочной уклон свойствен одновременно и базальтоидной, и* салической породным группам эффузивов, входящим в ассоциацию, на

этот уклон указывает слово «щелочная» в начале названия ассоциации (см. табл. 49).

Если химанализов лав не имеется или выборка их для той или иной породной группы мала, название последней помечается особым значком (что указывает на недостаточную достоверность классификации состава данной породной группы и необходимость дополнительного петрохимического изучения). Обычно в этом случае породной группе условно присваивается «загрубленное» наименование; иногда предположительно вводится уточнение на основании микропетрографических признаков.

Зеленокаменное изменение вулканической ассоциации отражено терминологическим элементом «мета», который для упрощения номенклатуры достаточно ввести в название одной породной группы (лучше всего — базальтоидной, где изменения яснее всего проявляются).

Ассоциацию можно считать метаэффузивной, если в ней регионально развита массовая альбитизация плагиоклазов, в результате которой утрачено в среднем около половины или больше первичных плагиоклазов. В общем метаэффузивные вулканические ассоциации отличаются существенным изменением первичного минерального состава вплоть до полного исчезновения фаз.

В предлагаемом варианте классификации и номенклатуры составов не используются специфические термины, применяемые для обозначения зеленокаменноизмененных пород («диабазы», «спилиты», «альбитофиры» и др.). Таким образом, здесь предпринята попытка выразить составы зеленокаменных вулканических ассоциаций в тех же терминах, в каких выражаются составы неизмененных и малоизмененных ассоциаций, что должно облегчить их сравнение.

Этот вариант опробирован автором при составлении сводных региональных схем вулканических комплексов геосинклинального и орогенного рядов для Алтае-Саянской области коллективом авторов (А. Ф. Белоусов, Б. Н. Лапин, Г. В. Поляков, П. С. Антонов, В. П. Болтухин, А. В. Ван, В. В. Зайков, А. Е. Телешев, Г. П. Турченко). В схемах использованы опубликованные (Лучицкий, 1960; Пинус, 1961; Шелковников, 1965; Лучицкий, Анатольева, Балицкий и др., 1966; Калугина, Калугин, 1966; Кузебный, Каймакова, Свечников, 1967; Велинский, 1968; Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969; Волков, Лапин, Безруков и др., 1970; Бровков, Балицкий, Бучарская, Ярошевич, 1970; Чернов, 1970, и др.) и другие материалы. Данные из схем приведены в табл. 48.

Подобная классификация составов может быть, очевидно, использована и для вулканических ассоциаций других областей.

При вероятностно-статистических оценках состава по петрохимическим признакам мы исходим из предположения, что выборки анализов по каждой породной группе приближаются к случайным и поэтому достаточно представительны.

Следует подчеркнуть, что при отборе проб эффузивных пород (лавы, субвулканические породы) на химический анализ даже после исследования шлифов нельзя заранее точно сказать, к какому из узких петрохимических классов в пределах породной группы будет относиться отбираемая порода. Об относительной меланократовости, иногда также общей щелочности и пересыщенности кремнеземом разных пород (см. гл. III) практически можно составить лишь приблизительное суждение. Таким образом, петрохимическое опробование является в значительной степени случайным по отношению к истинному химическому составу эффузивных пород, в том числе и после их предварительного петрографического исследования и упорядочения.

При опробовании в пределах региональной зоны, естественно, никогда нет возможности применить сеть, дающую идеально случайное опробование (например, правильную геометрическую сеть). Однако уда-

ется принять меры к тому, чтобы выборка анализов в пределах породной группы была по возможности более представительной. Выборку улучшают: 1) общее увеличение ее объема; 2) обеспечение анализами всего ряда пород по основности, грубо намечаемого по петрографическим или другим предварительным данным, без существенных пропусков; 3) опробование каждой фациальной группы вулканитов в рамках породной группы (лав, субвулканических пород и псефитовой фракции туфовых) в соответствии с их относительными мощностями и площадями; 4) учет при этом трендов состава в стратиграфическом разрезе и по латерали, если неслучайные вариации намечаются при полевом и предварительном лабораторном исследовании; 5) включение в выборку эффузивов из галек и валунов явно внутриформационного происхождения, представляющих эродированные вулканические постройки.

Выборки, составленные из выборок по одноименным породным группам многочисленных вулканических комплексов разных зон, теоретически еще ближе соответствуют случайным выборкам ввиду большого их объема, множественности источников и разнообразия целей отбора проб.

Иногда высказывается предположение, что если исследователь стремится обеспечить анализами более или менее равномерно весь намеченный петрографический ряд пород, то выборка анализов будет непредставительной. Математико-статистическая формулировка этой версии, ставящей под сомнение саму приемлемость вероятностно-статистических оценок, заключается в том, что форма распределения эмпирической выборки из любого по форме генерального распределения при этом будет стремиться к равномерной. В породных группах как унимодальных совокупностях это должно выражаться стремлением к уменьшению эксцесса распределения. В такой формулировке указанное выше предположение поддается математико-статистической проверке.

Посмотрим, не проявляется ли систематическое искажающее влияние указанного субъективного фактора на петрохимических выборках из породных групп эффузивов.

Возьмем числовую характеристику $b'$, по Штейнбергу, и отношение Si/O как показатели, отражающие основность пород. Величина каждой из этих случайных переменных является результатом соразмерных влияний многих факторов (кремнекислота определяется содержанием во всех силикатных минералах пород, а показатель $b'$ представляет функцию многих переменных), и поэтому теоретически должна стремиться к нормальному распределению с показателями асимметрии $A=0$ и эксцесса $d\sim0{,}798$

Таблица 1

*Распределение отклонений выборочного показателя эксцесса от теоретического нормального значения*

| Породная группа | Si/O | | $b'$ | |
|---|---|---|---|---|
| | положительные | отрицательные | положительные | отрицательные |
| Базальтоидная . | 12 | 11 | 12 | 12 |
| Кислая . . . . | 4 | 3 | 4 | 4 |
| Щелочносалическая | 1 | 3 | 3 | 1 |
| По всем группам | 17 | 17 | 19 | 17 |

Примечание. Теоретическое значение эксцесса при нормальном распределении равно 0,798.

В табл. 1 приведено распределение отклонений от теоретического значения для выборочных показателей эксцесса, рассчитанных для породных групп изучавшихся нами вулканических комплексов рифея — нижнего палеозоя (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969; Белоусов, Налетов, Полякова, 1974). Исключены данные только по четырем выборкам, в которых распределения $b'$ и $SiO_2$ обнаружили значимо отличную от нуля асимметрию.

Сколько-нибудь достоверного перевеса отрицательных отклонений эксцесса в сторону равномерного распределения не намечается. Следовательно, искажающий фактор в нашем случае заметно не проявляется.

Классификация составов формаций на основе заданной полной формализованной шкалы составов пород и перечня возможных сочетаний породных групп представляет собой классификацию путем «логического ввода» (Воронин, Еганов, 1968), позволяющую оценивать состав практически любого магматического комплекса, причем независимо от других.

Этим она выгодно отличается от классификации путем сопоставления с частными примерами («эталонными» или «типичными» формациями), которая обычно практикуется при изучении магматических формаций. Последний способ (экспликация) дает некоторую возможность ориентироваться в разнообразии составов формаций, но создает множество практических затруднений и неувязок при классификации промежуточных («нетипичных») формаций из-за отсутствия формализованных границ между «типами».

Таким образом, предлагаемые способ систематизации и номенклатура составов ассоциаций вулканических пород на основе петрохимических признаков с использованием простейших математико-статистических оценок позволяют классифицировать в одних и тех же или легко сопоставимых терминах вулканические комплексы разной степени измененности, независимо от геологического (тектонического) положения и фациальной обстановки. Эта классификация облегчает сопоставление составов вулканических комплексов и дает некоторую объективную основу для их дальнейшей интерпретации (петрогенетической, тектоноформационной, металлогенической и т. д.). При такой интерпретации, естественно, приходится иметь в виду, что некоторые петрохимические показатели (например, общая щелочность в базальтоидах) испытывают направленное изменение в результате регионального зеленокаменного преобразования пород.

### *ОПЫТ СРАВНИТЕЛЬНОЙ ПЕТРОХИМИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКИ РИФЕЙСКИХ И НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ ЗАПАДА АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ*

Таблицы силикатных анализов эффузивных пород рассматриваемых комплексов со ссылками на литературные источники помещены в монографических работах (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969; Белоусов, Налетов, Полякова, 1974). В подсчеты, используемые ниже, дополнительно включены опубликованные анализы В. И. Богнибова (Кузнецов, Богнибов, Дистанова, Сергеева, 1971) и химические анализы Л. Ю. Решетникова и З. А. Сазоновой (1959 г.), А. К. Григониса (1965 г.), В. А. Асташкина (1968 г.), Л. В. Пешехонова (1969 г.), А. В. Кривчикова (1969 г.), В. Д. Яшина (1969 г.), Б. Г. Краевского (1970 г.), Б. Ф. Налетова (1970 г.), В. М. Сергеенко (1971 г.), О. И. Никонова (1973 г.).

В специальных работах (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969; Белоусов, Налетов, Полякова, 1974) детально рассмотрены петрохимические отличия каждого вулканического комплекса от других, смежных с ним стратиграфически и по латерали, отдельно для базальтоидной и салической групп лав.

Эти отличия важны как показатель самостоятельности выделенных комплексов, но мы здесь не будем снова на них задерживаться, имея в виду, что их можно оценить по статистикам табл. 2—4.

Отметим, что выделенные вулканические комплексы чаще всего отличаются от соседних уже качественно — набором породных групп

Таблица 2

*Петрохимические статистики базальтоидной группы*

| Петрохимические показатели | Нижний (?)—средний рифей, Кузнецкоалатауско-Солгонская зона (65 ан.) | | | | | Средний (?) рифей—венд, Томско—Обская зона | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | Катунский и Баратальский выступы Горного Алтая (39 ан.) | | | | | Центрально-Салаирский выступ (14 ан.) | | | | | Ийский выступ Горного Алтая и Горной Шории (29 ан.) | | | | |
| | $\bar{X}$ | $s$ | $A$ | $d$ | $\Delta$ | $\bar{X}$ | $s$ | $A$ | $d$ | $\Delta$ | $\bar{X}$ | $s$ | $A$ | $d$ | $\Delta$ | $\bar{X}$ | $s$ | $A$ | $d$ | $\Delta$ |
| Si/O | 5630 | 429 | +0,52 | 0,80 | 107 | 5118 | 196 | +0,01 | 0,77 | 63 | 5276 | 173 | +0,90 | 0,77 | 100 | 5249 | 300 | −0,10 | 0,79 | 114 |
| Ti/O | 146 | 98 | +0,75 | 0,80 | 24 | 337 | 121 | −0,16 | 0,72 | 39 | 280 | 153 | +0,56 | 0,85 | 89 | 326 | 109 | +0,67 | 0,79 | 41 |
| Al/O | 1971 | 269 | +0,03 | 0,81 | 67 | 1851 | 236 | −0,08 | 0,77 | 76 | 1935 | 254 | −0,34 | 0,82 | 147 | 1870 | 215 | +0,61 | 0,75 | 82 |
| ΣFe/O | 1712 | 485 | +0,12 | 0,82 | 121 | 2395 | 393 | −0,15 | 0,81 | 126 | 2006 | 360 | −0,39 | 0,76 | 209 | 2287 | 392 | +0,30 | 0,73 | 149 |
| $Fe^{+3}$/O | 525 | 289 | +1,24 | 0,72 | 72 | 557 | 405 | +1,13 | 0,77 | 130 | 678 | 312 | +0,61 | 0,80 | 181 | 497 | 443 | +2,54 | 0,61 | 168 |
| Mg/O | 690 | 294 | +1,07 | 0,73 | 73 | 958 | 331 | +1,07 | 0,75 | 106 | 869 | 337 | −0,16 | 0,80 | 195 | 924 | 371 | +0,36 | 0,80 | 141 |
| Ca/O | 989 | 405 | −0,09 | 0,82 | 101 | 1455 | 369 | −0,32 | 0,77 | 118 | 1297 | 470 | −0,27 | 0,83 | 273 | 1287 | 448 | −0,20 | 0,80 | 170 |
| Na/O | 696 | 219 | +0,26 | 0,79 | 55 | 595 | 158 | +0,37 | 0,79 | 51 | 641 | 221 | +1,14 | 0,73 | 128 | 535 | 201 | +0,24 | 0,73 | 76 |
| K/O | 201 | 192 | +1,88 | 0,70 | 48 | 182 | 99 | +0,56 | 0,83 | 32 | 176 | 154 | +1,18 | 0,71 | 89 | 209 | 144 | +0,92 | 0,78 | 55 |
| $a$ | 10,9 | 3,0 | −0,20 | 0,76 | 0,7 | 8,9 | 2,2 | +0,19 | 0,78 | 0,7 | 9,7 | 3,3 | +1,11 | 0,73 | 1,9 | 8,2 | 2,9 | +0,30 | 0,69 | 1,1 |
| $c$ | 5,5 | 2,0 | −0,07 | 0,80 | 0,5 | 5,6 | 1,5 | +0,52 | 0,79 | 0,5 | 5,6 | 1,6 | +0,10 | 0,84 | 0,9 | 5,3 | 1,7 | −0,84 | 0,77 | 0,6 |
| $b'$ | 20,3 | 5,9 | −0,37 | 0,77 | 1,5 | 29,5 | 3,9 | +0,16 | 0,76 | 1,2 | 23,5 | 8,0 | −0,92 | 0,70 | 4,6 | 26,6 | 7,4 | −1,50 | 0,72 | 2,3 |
| $f'$ | 46,3 | 9,8 | +0,08 | 0,76 | 2,4 | 44,0 | 8,5 | +0,40 | 0,78 | 2,7 | 42,6 | 14,1 | +1,24 | 0,66 | 8,2 | 43,6 | 6,2 | +0,53 | 0,73 | 2,2 |
| $m'$ | 40,3 | 9,0 | +0,20 | 0,82 | 2,2 | 38,3 | 8,5 | +0,22 | 0,80 | 2,7 | 35,2 | 16,3 | −0,62 | 0,84 | 9,4 | 36,9 | 21,2 | −0,78 | 0,75 | 8,0 |
| $n$ | 85,6 | 11,9 | −1,12 | 0,78 | 3,0 | 83,9 | 8,7 | −0,93 | 0,79 | 2,8 | 86,3 | 10,3 | −0,63 | 0,83 | 6,0 | 76,6 | 22,4 | −1,96 | 0,67 | 8,5 |
| φ | 14,0 | 6,9 | +0,70 | 0,75 | 1,7 | 10,4 | 8,1 | +1,13 | 0,76 | 2,6 | 15,6 | 11,0 | +1,32 | 0,74 | 6,4 | 9,3 | 7,3 | +2,02 | 0,67 | 2,8 |
| $Q$ | −1,8 | 11,0 | +0,54 | 0,81 | 2,7 | −11,9 | 4,4 | +0,79 | 0,79 | 1,4 | −8,5 | 5,7 | +0,49 | 0,71 | 3,3 | −7,0 | 6,5 | +0,56 | 0,74 | 2,5 |
| ΣFe/Mg | 2,81 | 1,20 | +1,29 | 0,72 | 0,30 | 2,79 | 1,0 | −0,84 | 0,74 | 0,32 | 3,02 | 2,61 | +2,47 | 0,57 | 1,51 | 2,90 | 1,44 | +1,90 | 0,66 | 2,5 |
| $SiO_2$ | 54,71 | 5,43 | +0,64 | 0,79 | 1,36 | 47,69 | 2,23 | +0,17 | 0,77 | 0,71 | 50,16 | 2,29 | +0,75 | 0,78 | 1,33 | 49,47 | 3,63 | +0,01 | 0,78 | 1,38 |
| $TiO_2$ | 1,10 | 0,72 | +0,72 | 0,80 | 0,18 | 2,46 | 0,88 | −0,19 | 0,72 | 0,28 | 2,07 | 1,11 | +0,58 | 0,84 | 0,64 | 2,39 | 0,78 | +0,67 | 0,78 | 0,30 |
| $Al_2O_3$ | 16,70 | 2,46 | −0,60 | 0,78 | 0,61 | 15,36 | 1,82 | +0,23 | 0,79 | 0,58 | 16,25 | 2,28 | −0,42 | 0,83 | 1,32 | 15,55 | 1,84 | +0,76 | 0,74 | 0,70 |
| $Fe_2O_3$ | 3,39 | 1,83 | +1,17 | 0,72 | 0,46 | 3,51 | 2,56 | +1,13 | 0,77 | 0,82 | 4,31 | 2,00 | +0,56 | 0,81 | 1,16 | 3,13 | 2,79 | +2,57 | 0,60 | 1,06 |
| FeO | 6,89 | 2,24 | +0,63 | 0,78 | 0,56 | 10,28 | 2,60 | +0,02 | 0,82 | 0,83 | 7,56 | 2,21 | +0,15 | 0,87 | 1,28 | 10,10 | 2,52 | −0,26 | 0,79 | 0,96 |
| ΣFeO | 9,94 | 2,65 | +0,08 | 0,82 | 0,66 | 13,44 | 2,12 | −0,17 | 0,82 | 0,68 | 11,44 | 1,97 | −0,40 | 0,74 | 1,14 | 12,92 | 2,07 | −0,29 | 0,73 | 0,79 |
| MgO | 5,16 | 2,15 | +1,12 | 0,73 | 0,54 | 6,70 | 1,96 | +0,16 | 0,81 | 0,63 | 6,39 | 2,44 | −0,21 | 0,81 | 1,41 | 6,72 | 2,65 | +0,37 | 0,80 | 1,01 |
| CaO | 6,24 | 2,51 | −0,09 | 0,82 | 0,63 | 8,91 | 2,24 | −0,37 | 0,77 | 0,72 | 8,04 | 2,85 | −0,33 | 0,83 | 1,65 | 7,90 | 2,67 | −0,31 | 0,79 | 1,01 |
| $Na_2O$ | 4,27 | 1,39 | +0,34 | 0,80 | 0,35 | 3,53 | 0,92 | +0,42 | 0,78 | 0,29 | 3,84 | 1,33 | +1,18 | 0,72 | 0,77 | 3,18 | 1,23 | +0,35 | 0,73 | 0,47 |
| $K_2O$ | 1,09 | 1,03 | +1,83 | 0,71 | 0,26 | 0,97 | 0,52 | +0,53 | 0,83 | 0,17 | 0,94 | 0,83 | +1,17 | 0,71 | 0,48 | 1,11 | 0,76 | +0,91 | 0,78 | 0,30 |

| Петрохимические показатели | Средний (?) рифей—венд, Томско-Обская зона | | | | | | | | | | Средний (?) рифей-венд, Восточно-Кузнецкая зона (60 ан.) | | | | | Кембрий, зона Юго-Западного Алтая (10 ан.) | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Мрасский выступ Горной Шории (62 ан.) | | | | | Западный склон Кузнецкого Алатау (26 ан.) | | | | | | | | | | | | | | |
| | $\bar{X}$ | $s$ | $A$ | $d$ | $\Delta$ | $\bar{X}$ | $s$ | $A$ | $d$ | $\Delta$ | $\bar{X}$ | $s$ | $A$ | $d$ | $\Delta$ | $\bar{X}$ | $s$ | $A$ | $d$ | $\Delta$ |
| Si/O | 5273 | 280 | —0,13 | 0,75 | 70 | 5128 | 247 | +2,13 | 0,79 | 99 | 5359 | 334 | +0,12 | 0,77 | 83 | 5488 | 306 | +0,02 | 0,74 | 217 |
| Ti/O | 267 | 83 | +0,70 | 0,78 | 21 | 283 | 139 | +0,85 | 0,79 | 56 | 308 | 114 | +0,33 | 0,79 | 28 | 166 | 46 | +0,38 | 0,80 | 33 |
| Al/O | 1896 | 190 | +0,83 | 0,76 | 48 | 2051 | 154 | —0,16 | 0,80 | 62 | 2015 | 234 | +0,31 | 0,78 | 58 | 1802 | 105 | +0,10 | 0,76 | 75 |
| ΣFe/O | 2466 | 395 | +0,19 | 0,82 | 99 | 1962 | 254 | +0,38 | 0,83 | 101 | 1859 | 470 | +0,12 | 0,77 | 117 | 2150 | 461 | +0,56 | 0,80 | 327 |
| $Fe^{+3}$/O | 1063 | 533 | +0,10 | 0,84 | 133 | 559 | 334 | +0,84 | 0,79 | 134 | 697 | 390 | +1,02 | 0,76 | 97 | 404 | 250 | +1,60 | 0,65 | 177 |
| Mg/O | 744 | 232 | +0,30 | 0,76 | 58 | 1046 | 264 | +0,56 | 0,81 | 106 | 694 | 346 | +0,87 | 0,76 | 86 | 868 | 166 | +0,02 | 0,66 | 118 |
| Ca/O | 1143 | 352 | +1,05 | 0,73 | 88 | 1327 | 499 | +0,18 | 0,75 | 200 | 1128 | 410 | +0,14 | 0,70 | 102 | 1390 | 410 | +0,55 | 0,73 | 291 |
| Na/O | 627 | 185 | —0,06 | 0,80 | 46 | 545 | 167 | —0,30 | 0,84 | 67 | 592 | 216 | +0,41 | 0,80 | 54 | 499 | 186 | —0,86 | 0,77 | 132 |
| K/O | 197 | 207 | +2,27 | 0,69 | 52 | 207 | 203 | +1,02 | 0,81 | 81 | 273 | 209 | +2,39 | 0,70 | 52 | 89 | 59 | +0,52 | 0,79 | 42 |
| $a$ | 9,6 | 2,6 | —0,38 | 0,80 | 0,6 | 8,7 | 2,3 | +1,26 | 0,72 | 3,5 | 11,4 | 3,4 | +0,16 | 0,74 | 0,8 | 7,2 | 2,6 | —1,13 | 0,76 | 1,8 |
| $c$ | 5,6 | 1,7 | —0,21 | 0,80 | 0,4 | 6,8 | 1,7 | —0,90 | 0,77 | 0,7 | 5,5 | 1,8 | —0,38 | 0,84 | 0,4 | 6,4 | 1,5 | +1,07 | 0,75 | 1,1 |
| $b'$ | 25,9 | 3,3 | —0,42 | 0,79 | 0,8 | 2,7 | 4,0 | —0,83 | 0,79 | 1,6 | 22,0 | 6,9 | —0,07 | 0,75 | 1,7 | 26,4 | 5,0 | +0,07 | 0,81 | 3,5 |
| $f'$ | 51,6 | 7,6 | —0,19 | 0,70 | 1,9 | 39,9 | 8,2 | +0,26 | 0,81 | 3,3 | 47,3 | 9,4 | +0,45 | 0,81 | 2,3 | 44,8 | 5,9 | +0,49 | 0,77 | 4,2 |
| $m'$ | 33,3 | 10,4 | +0,93 | 0,68 | 2,6 | 46,4 | 9,0 | +0,02 | 0,79 | 3,6 | 37,2 | 9,8 | —0,10 | 0,81 | 2,4 | 40,8 | 5,3 | —0,30 | 0,81 | 3,8 |
| $n$ | 85,3 | 13,0 | —1,52 | 0,74 | 3,2 | 81,6 | 16,7 | —0,85 | 0,81 | 6,7 | 81,7 | 11,1 | —1,51 | 0,73 | 2,8 | 89,6 | 5,8 | —0,71 | 0,74 | 4,1 |
| $\varphi$ | 21,3 | 10,3 | +0,28 | 0,82 | 2,6 | 11,6 | 8,0 | +1,06 | 0,74 | 3,2 | 17,5 | 9,4 | +0,81 | 0,80 | 2,3 | 8,1 | 4,2 | +1,07 | 0,71 | 3,0 |
| $Q$ | —8,1 | 7,9 | +0,46 | 0,77 | 2,0 | —10,4 | 6,4 | +0,37 | 0,78 | 2,6 | —7,3 | 6,5 | +0,15 | 0,79 | 1,6 | —10,3 | 6,3 | +1,13 | 0,74 | 4,5 |
| ΣFe/Mg | 3,48 | 1,04 | +0,58 | 0,76 | 2,60 | 1,97 | 0,58 | +0,52 | 0,79 | 0,79 | 3,19 | 1,4 | +1,29 | 0,77 | 0,80 | 2,58 | 0,56 | +0,51 | 0,85 | 0,40 |
| $SiO_2$ | 49,76 | 3,13 | +0,22 | 0,76 | 0,78 | 48,61 | 2,98 | +0,37 | 0,77 | 1,19 | 51,39 | 4,15 | +0,11 | 0,78 | 1,08 | 52,29 | 3,95 | +0,01 | 0,78 | 2,81 |
| $TiO_2$ | 1,95 | 0,59 | +0,74 | 0,78 | 0,15 | 2,09 | 1,02 | +0,83 | 0,79 | 0,41 | 2,29 | 0,82 | +0,28 | 0,80 | 0,21 | 1,23 | 0,33 | +0,34 | 0,81 | 0,23 |
| $Al_2O_3$ | 15,87 | 1,59 | +0,98 | 0,76 | 0,40 | 17,59 | 1,32 | —0,20 | 0,79 | 0,53 | 17,03 | 2,11 | +0,42 | 0,78 | 0,52 | 15,14 | 0,92 | +0,49 | 0,80 | 0,66 |
| $Fe_2O_3$ | 6,59 | 3,26 | +0,09 | 0,84 | 0,82 | 3,53 | 2,11 | +0,85 | 0,78 | 0,85 | 4,44 | 2,48 | +1,03 | 0,75 | 0,64 | 2,55 | 1,53 | +1,58 | 0,66 | 1,09 |
| FeO | 8,02 | 2,12 | +0,25 | 0,77 | 0,53 | 7,98 | 1,73 | —0,87 | 0,74 | 0,69 | 6,67 | 2,40 | —0,11 | 0,81 | 0,62 | 9,96 | 1,99 | +0,64 | 0,81 | 1,41 |
| ΣFeO | 13,96 | 2,11 | +0,17 | 0,82 | 0,53 | 11,16 | 1,36 | +0,47 | 0,84 | 0,54 | 10,67 | 2,53 | —0,05 | 0,77 | 0,66 | 12,26 | 2,37 | +0,50 | 0,80 | 1,68 |
| MgO | 5,52 | 1,56 | +0,87 | 0,80 | 0,39 | 7,66 | 1,90 | +0,58 | 0,80 | 0,76 | 5,11 | 2,47 | +0,80 | 0,78 | 0,64 | 6,38 | 1,16 | +0,07 | 0,65 | 0,83 |
| CaO | 7,08 | 2,17 | +1,00 | 0,73 | 0,54 | 8,10 | 3,02 | +0,13 | 0,76 | 1,21 | 7,03 | 2,49 | +0,10 | 0,79 | 0,65 | 8,61 | 2,38 | +0,52 | 0,73 | 1,69 |
| $Na_2O$ | 3,69 | 1,07 | —0,10 | 0,80 | 0,27 | 3,25 | 1,00 | —0,25 | 0,83 | 0,40 | 4,18 | 1,36 | +0,50 | 0,79 | 0,35 | 3,00 | 1,14 | —0,84 | 0,78 | 0,81 |
| $K_2O$ | 1,03 | 1,10 | +2,27 | 0,69 | 0,27 | 1,10 | 1,07 | +1,00 | 0,81 | 0,43 | 1,48 | 1,12 | +2,27 | 0,71 | 0,29 | 0,48 | 0,33 | +0,50 | 0,80 | 0,23 |

Продолжение табл. 2

| Петрохимические показатели | Нижний—средний кембрий, Центрально-Алтайская зона (39 ан.) | | | | | Венд (?)—нижний кембрий, Восточно-Алтайская зона | | | | | | | | | | Нижний кембрий, Салаирская зона (39 ан.) | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | Южная подзона (22 ан.) | | | | | Северная подзона (31 ан.) | | | | | | | | | |
| | $\bar{X}$ | $s$ | $A$ | $d$ | $\Delta$ | $\bar{X}$ | $s$ | $A$ | $d$ | $\Delta$ | $\bar{X}$ | $s$ | $A$ | $d$ | $\Delta$ | $\bar{X}$ | $s$ | $A$ | $d$ | $\Delta$ |
| Si/O | 5235 | 275 | +0,04 | 0,80 | 88 | 5635 | 223 | +0,50 | 0,79 | 98 | 5482 | 278 | +0,78 | 0,74 | 103 | 5697 | 357 | +0,57 | 0,81 | 114 |
| Ti/O | 211 | 156 | +1,06 | 0,83 | 50 | 88 | 43 | +0,98 | 0,75 | 19 | 105 | 47 | +0,41 | 0,81 | 17 | 127 | 53 | +0,66 | 0,80 | 17 |
| Al/O | 1853 | 300 | −0,43 | 0,84 | 96 | 1631 | 318 | +0,07 | 0,82 | 140 | 2025 | 302 | −0,87 | 0,69 | 112 | 1973 | 222 | +0,23 | 0,79 | 71 |
| ΣFe/O | 2127 | 368 | +0,70 | 0,75 | 118 | 1975 | 233 | +0,47 | 0,78 | 102 | 1732 | 279 | −0,22 | 0,81 | 103 | 1793 | 337 | −0,09 | 0,85 | 108 |
| $Fe^{+3}/O$ | 542 | 399 | +0,84 | 0,83 | 128 | 258 | 151 | +0,51 | 0,77 | 66 | 677 | 303 | +0,35 | 0,80 | 112 | 619 | 304 | +1,88 | 0,67 | 97 |
| Mg/O | 979 | 322 | +0,10 | 0,80 | 103 | 1117 | 427 | +0,26 | 0,84 | 188 | 699 | 353 | +0,97 | 0,78 | 131 | 627 | 236 | +0,11 | 0,76 | 75 |
| Ca/O | 1514 | 452 | +0,25 | 0,81 | 145 | 1144 | 453 | +0,03 | 0,76 | 199 | 1344 | 384 | +0,20 | 0,79 | 142 | 774 | 429 | +0,17 | 0,84 | 137 |
| Na/O | 571 | 245 | +0,26 | 0,79 | 78 | 648 | 243 | −0,47 | 0,82 | 107 | 555 | 202 | −0,38 | 0,77 | 75 | 779 | 317 | +0,03 | 0,83 | 101 |
| K/O | 232 | 213 | +2,97 | 0,60 | 68 | 73 | 43 | +0,70 | 0,73 | 19 | 291 | 243 | +0,99 | 0,79 | 90 | 135 | 99 | +0,72 | 0,79 | 32 |
| $a$ | 8,9 | 2,9 | +0,29 | 0,77 | 0,9 | 8,5 | 3,4 | −0,21 | 0,84 | 1,5 | 9,8 | 3,3 | −0,82 | 0,80 | 1,2 | 11,4 | 4,1 | +0,16 | 0,80 | 1,3 |
| $c$ | 5,6 | 1,8 | −0,37 | 0,88 | 0,6 | 5,4 | 6,1 | +3,83 | 0,41 | 2,7 | 6,7 | 1,6 | +0,48 | 0,81 | 0,6 | 4,6 | 2,6 | +0,32 | 0,84 | 0,8 |
| $b'$ | 28,8 | 5,1 | −0,40 | 0,79 | 1,63 | 27,9 | 6,2 | +0,40 | 0,82 | 2,7 | 22,0 | 6,5 | +0,46 | 0,76 | 2,4 | 19,2 | 4,4 | +0,04 | 0,78 | 1,4 |
| $f'$ | 40,6 | 8,8 | +0,10 | 0,81 | 2,8 | 39,3 | 10,8 | +0,25 | 0,87 | 4,7 | 46,2 | 10,3 | +0,11 | 0,77 | 3,8 | 49,3 | 10,0 | −0,57 | 0,75 | 3,2 |
| $m'$ | 40,1 | 7,9 | −0,45 | 0,78 | 2,5 | 44,1 | 9,6 | −0,34 | 0,81 | 4,2 | 37,7 | 9,7 | −0,14 | 0,81 | 3,6 | 36,7 | 8,9 | −0,25 | 0,76 | 2,8 |
| $n$ | 78,6 | 17,4 | −1,35 | 0,73 | 5,6 | 83,9 | 27,0 | −2,35 | 0,61 | 11,9 | 77,3 | 14,9 | −1,04 | 0,73 | 5,5 | 89,1 | 9,4 | −1,06 | 0,80 | 3,0 |
| $\varphi$ | 10,1 | 9,1 | +1,69 | 0,75 | 2,9 | 4,5 | 5,0 | −1,07 | 0,67 | 2,2 | 18,5 | 8,9 | +0,15 | 0,82 | 3,3 | 17,5 | 10,2 | +1,56 | 0,74 | 3,3 |
| $Q$ | 10,7 | 5,9 | +0,45 | 0,73 | 1,9 | −1,5 | 10,3 | +1,59 | 0,70 | 4,5 | −3,4 | 8,6 | +0,66 | 0,77 | 3,2 | −1,5 | 11,3 | +0,80 | 0,83 | 3,6 |
| ΣFe/Mg | 2,38 | 0,83 | +0,49 | 0,83 | 0,26 | 1,92 | 0,93 | +0,57 | 0,83 | 0,41 | 3,13 | 1,61 | +1,29 | 0,71 | 0,59 | 3,43 | 2,08 | +3,70 | 0,57 | 0,66 |
| $SiO_2$ | 49,23 | 3,18 | +0,22 | 0,80 | 1,02 | 54,00 | 2,72 | +0,27 | 0,77 | 1,20 | 52,76 | 3,53 | +1,16 | 0,74 | 1,09 | 55,64 | 4,59 | +0,64 | 0,81 | 1,47 |
| $TiO_2$ | 1,54 | 1,12 | +1,03 | 0,83 | 0,36 | 0,66 | 0,33 | +1,01 | 0,75 | 0,14 | 0,79 | 0,35 | +0,43 | 0,80 | 0,11 | 0,96 | 0,40 | +0,66 | 0,80 | 0,13 |
| $Al_2O_3$ | 15,38 | 2,56 | −0,35 | 0,84 | 0,82 | 13,81 | 2,76 | +0,09 | 0,83 | 1,21 | 17,20 | 2,60 | −0,95 | 0,67 | 0,83 | 16,98 | 1,81 | +0,50 | 0,77 | 0,58 |
| $Fe_2O_3$ | 3,41 | 2,53 | +0,90 | 0,83 | 0,81 | 1,65 | 0,97 | +0,55 | 0,77 | 0,43 | 4,34 | 1,92 | +0,30 | 0,81 | 0,59 | 4,03 | 1,96 | +1,87 | 0,68 | 0,63 |
| FeO | 8,93 | 2,84 | −0,21 | 0,79 | 0,91 | 9,88 | 1,24 | +0,86 | 0,79 | 0,54 | 6,08 | 2,02 | +0,29 | 0,80 | 0,63 | 6,87 | 1,94 | −0,58 | 0,76 | 0,62 |
| ΣFeO | 12,00 | 1,97 | +0,70 | 0,76 | 0,63 | 11,36 | 1,28 | +0,43 | 0,78 | 0,56 | 9,99 | 1,50 | −0,15 | 0,82 | 0,46 | 10,49 | 1,84 | −0,14 | 0,85 | 0,59 |
| MgO | 7,10 | 2,28 | +0,09 | 0,81 | 0,73 | 8,27 | 3,09 | +0,22 | 0,84 | 1,36 | 5,16 | 2,58 | +0,98 | 0,78 | 0,80 | 4,73 | 1,74 | +0,07 | 0,76 | 0,56 |
| CaO | 9,29 | 2,72 | +0,24 | 0,80 | 0,87 | 7,14 | 2,76 | −0,06 | 0,76 | 1,21 | 8,52 | 2,32 | +0,18 | 0,78 | 0,72 | 4,90 | 2,67 | +0,14 | 0,85 | 0,85 |
| $Na_2O$ | 3,39 | 1,48 | +0,33 | 0,78 | 0,47 | 3,92 | 1,48 | −0,48 | 0,83 | 0,65 | 3,37 | 1,24 | −0,40 | 0,78 | 0,38 | 4,79 | 1,96 | +0,10 | 0,83 | 0,63 |
| $K_2O$ | 1,22 | 1,09 | +2,82 | 0,61 | 0,35 | 0,39 | 0,23 | +0,69 | 0,73 | 0,10 | 1,57 | 1,30 | +0,95 | 0,80 | 0,40 | 0,74 | 0,54 | +0,69 | 0,80 | 0,17 |

| Петрохимические показатели | Кембрий, Кожуховская зона Кузнецкого Алатау (32 ан.) | | | | | Нижний–средний кембрий, Амзасская зона Горной Шории (19 ан.) | | | | | Нижний–средний кембрий, Шорско-Азыртальская зона (включая Мрасский выступ, 46 ан.) | | | | | Нижний–средний кембрий, Кондомская зона Горной Шории (11 ан.) | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | $\bar{X}$ | $s$ | $A$ | $d$ | $\Delta$ | $\bar{X}$ | $s$ | $A$ | $d$ | $\Delta$ | $\bar{X}$ | $s$ | $A$ | $d$ | $\Delta$ | $\bar{X}$ | $s$ | $A$ | $d$ | $\Delta$ |
| Si/O | 5628 | 345 | −0,65 | 0,79 | 131 | 5536 | 205 | +0,86 | 0,72 | 98 | 5431 | 303 | +0,05 | 0,77 | 91 | 5595 | 393 | +0,50 | 0,79 | 263 |
| Ti/O | 126 | 59 | +0,83 | 0,83 | 22 | 147 | 78 | +1,29 | 0,73 | 37 | 180 | 61 | +1,22 | 0,74 | 18 | 131 | 52 | +0,61 | 0,82 | 35 |
| Al/O | 1960 | 275 | −0,04 | 0,76 | 104 | 1754 | 344 | −0,89 | 0,80 | 165 | 2037 | 185 | +0,37 | 0,77 | 55 | 2062 | 282 | −0,08 | 0,83 | 189 |
| ΣFe/O | 1880 | 416 | +0,18 | 0,79 | 158 | 1909 | 329 | −0,39 | 0,78 | 158 | 1585 | 360 | +0,20 | 0,74 | 108 | 1759 | 408 | +0,16 | 0,79 | 273 |
| $Fe^{+3}$/O | 755 | 377 | +0,56 | 0,80 | 143 | 724 | 352 | +0,15 | 0,84 | 169 | 550 | 129 | +0,90 | 0,80 | 39 | 716 | 338 | +0,79 | 0,76 | 226 |
| Mg/O | 600 | 326 | +2,13 | 0,67 | 124 | 902 | 430 | +0,63 | 0,80 | 206 | 733 | 309 | +0,87 | 0,80 | 93 | 565 | 215 | +0,32 | 0,79 | 144 |
| Ca/O | 1033 | 460 | +0,43 | 0,79 | 175 | 1233 | 467 | +0,30 | 0,79 | 224 | 1247 | 353 | −0,16 | 0,77 | 106 | 951 | 443 | +0,20 | 0,84 | 297 |
| Na/O | 649 | 253 | +0,01 | 0,84 | 96 | 529 | 196 | −0,15 | 0,74 | 94 | 668 | 207 | +0,33 | 0,83 | 62 | 788 | 195 | −0,42 | 0,79 | 131 |
| K/O | 175 | 154 | +0,54 | 0,87 | 58 | 261 | 150 | +0,84 | 0,82 | 72 | 345 | 199 | +0,52 | 0,76 | 60 | 137 | 151 | +1,65 | 0,74 | 101 |
| $a$ | 10,1 | 3,4 | −0,17 | 0,84 | 1,3 | 9,7 | 4,2 | +0,98 | 0,59 | 2,0 | 11,7 | 3,2 | −0,02 | 0,77 | 1,0 | 9,5 | 3,0 | −0,81 | 0,77 | 2,0 |
| $c$ | 5,9 | 2,9 | +0,42 | 0,82 | 1,1 | 5,1 | 1,9 | +0,13 | 0,78 | 0,9 | 5,8 | 1,7 | +0,88 | 0,73 | 0,5 | 4,9 | 1,8 | +0,30 | 0,66 | 1,2 |
| $b'$ | 20,2 | 5,4 | +1,50 | 0,73 | 2,0 | 23,7 | 8,2 | +0,07 | 0,73 | 3,9 | 21,8 | 6,1 | +0,88 | 0,81 | 1,8 | 24,1 | 8,1 | −0,37 | 0,76 | 5,4 |
| $f'$ | 52,2 | 10,7 | −0,38 | 0,76 | 4,1 | 41,8 | 13,7 | +1,05 | 0,75 | 6,6 | 42,2 | 8,2 | +0,40 | 0,79 | 2,4 | 40,1 | 10,6 | +0,45 | 0,80 | 7,1 |
| $m'$ | 34,9 | 8,8 | +0,20 | 0,83 | 3,3 | 40,7 | 8,7 | +0,80 | 0,77 | 4,2 | 41,2 | 7,0 | +0,32 | 0,78 | 2,1 | 36,1 | 9,9 | +0,16 | 0,77 | 6,6 |
| $n$ | 85,5 | 12,2 | −0,66 | 0,85 | 4,6 | 76,7 | 12,7 | −0,71 | 0,75 | 6,1 | 76,9 | 11,8 | −0,39 | 0,77 | 3,5 | 67,7 | 13,7 | +0,85 | 0,68 | 9,2 |
| φ | 21,0 | 9,9 | +0,45 | 0,76 | 3,8 | 16,3 | 8,1 | +0,10 | 0,84 | 3,9 | 14,1 | 6,3 | +0,27 | 0,76 | 1,9 | 17,5 | 7,9 | +0,24 | 0,79 | 5,3 |
| $Q$ | −7,8 | 8,3 | −0,21 | 0,78 | 3,1 | −0,3 | 11,9 | +1,72 | 0,71 | 5,7 | −7,7 | 6,3 | −0,22 | 0,74 | 1,9 | −4,7 | 7,4 | +0,99 | 0,62 | 4,9 |
| ΣFe/Mg | 3,75 | 1,62 | −0,02 | 0,79 | 0,62 | 2,06 | 2,49 | −2,87 | 0,53 | 1,19 | 2,41 | 0,79 | +0,87 | 0,79 | 0,24 | 2,76 | 1,30 | +0,58 | 0,79 | 0,90 |
| $SiO_2$ | 54,59 | 4,17 | −0,53 | 0,80 | 1,58 | 53,13 | 2,84 | +1,02 | 0,75 | 1,36 | 52,24 | 3,84 | +0,20 | 0,77 | 1,15 | 52,84 | 3,58 | +0,95 | 0,75 | 2,40 |
| $TiO_2$ | 0,95 | 0,45 | +0,82 | 0,83 | 0,17 | 1,10 | 0,57 | +1,26 | 0,73 | 0,28 | 1,35 | 0,44 | +1,25 | 0,74 | 0,13 | 0,83 | 0,16 | +0,63 | 0,77 | 0,11 |
| $Al_2O_3$ | 16,77 | 2,29 | −0,36 | 0,76 | 0,87 | 14,89 | 3,09 | −0,84 | 0,81 | 1,48 | 17,29 | 1,65 | +0,31 | 0,79 | 0,50 | 16,01 | 3,26 | +0,37 | 0,81 | 2,19 |
| $Fe_2O_3$ | 4,88 | 2,42 | +0,56 | 0,79 | 0,92 | 4,63 | 2,24 | +0,17 | 0,84 | 1,07 | 3,52 | 1,85 | +0,86 | 0,81 | 0,56 | 5,26 | 2,40 | −0,03 | 0,78 | 1,61 |
| FeO | 6,53 | 1,94 | −0,40 | 0,79 | 0,75 | 6,81 | 1,73 | +0,64 | 0,78 | 0,83 | 5,96 | 1,92 | +0,59 | 0,79 | 0,58 | 5,72 | 3,30 | −0,03 | 0,78 | 2,21 |
| ΣFeO | 10,93 | 2,32 | +0,15 | 0,80 | 0,88 | 10,98 | 1,75 | −0,39 | 0,78 | 0,34 | 9,13 | 1,95 | +0,02 | 0,77 | 0,58 | 10,45 | 2,38 | +0,50 | 0,75 | 1,60 |
| MgO | 4,49 | 2,35 | +2,05 | 0,68 | 0,89 | 6,67 | 3,11 | +0,64 | 0,80 | 1,49 | 5,43 | 2,21 | +0,88 | 0,79 | 0,66 | 6,00 | 2,97 | +0,45 | 0,78 | 1,99 |
| CaO | 6,52 | 2,82 | +0,36 | 0,79 | 1,07 | 7,70 | 2,80 | +0,23 | 0,79 | 1,34 | 7,81 | 2,11 | −0,19 | 0,77 | 0,63 | 7,60 | 3,69 | −0,23 | 0,81 | 2,47 |
| $Na_2O$ | 3,97 | 1,56 | −0,01 | 0,84 | 0,59 | 3,20 | 1,20 | −0,17 | 0,73 | 0,58 | 4,06 | 1,32 | +0,39 | 0,83 | 0,40 | 3,05 | 1,23 | −0,14 | 0,79 | 0,82 |
| $K_2O$ | 0,96 | 0,85 | +0,56 | 0,87 | 0,32 | 1,41 | 0,80 | +0,80 | 0,83 | 0,38 | 1,86 | 1,07 | +0,50 | 0,76 | 0,32 | 2,08 | 1,05 | −0,23 | 0,80 | 0,70 |

Продолжение табл. 2

| Петрохимические показатели | Нижний—средний кембрий, Тельбесская зона Горной Шории (13 ан.) | | | | | Нижний кембрий, Золотокитатская зона Кузнецкого Алатау (25 ан.) | | | | | Нижний—средний кембрий, Северо-Западная подзона (40 ан.) | | | | | Кийско-Батеневская зона Кузнецкого Алатау Юго-Восточная подзона (47 ан.) | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | $\bar{X}$ | $s$ | $A$ | $d$ | $\Delta$ | $\bar{X}$ | $s$ | $A$ | $d$ | $\Delta$ | $\bar{X}$ | $s$ | $A$ | $d$ | $\Delta$ | $\bar{X}$ | $s$ | $A$ | $d$ | $\Delta$ |
| Si/O | 5854 | 271 | +0,26 | 0,82 | 163 | 5360 | 297 | +0,75 | 0,77 | 122 | 5302 | 390 | —0,04 | 0,69 | 125 | 5581 | 367 | +0,55 | 0,84 | 128 |
| Ti/O | 123 | 22 | +0,60 | 0,65 | 13 | 114 | 30 | +0,25 | 0,83 | 12 | 198 | 119 | +1,37 | 0,71 | 38 | 172 | 56 | +1,10 | 0,69 | 20 |
| Al/O | 2037 | 108 | —0,25 | 0,77 | 65 | 2130 | 208 | +0,03 | 0,87 | 85 | 2110 | 271 | +1,05 | 0,76 | 87 | 1942 | 190 | +0,19 | 0,78 | 66 |
| ΣFe/O | 1400 | 370 | —0,47 | 0,80 | 222 | 1786 | 459 | +0,37 | 0,70 | 188 | 1736 | 393 | —0,12 | 0,68 | 126 | 1477 | 355 | +0,28 | 0,79 | 124 |
| $Fe^{+3}$/O | 556 | 306 | —0,013 | 0,76 | 184 | 539 | 320 | +0,31 | 0,68 | 131 | 577 | 308 | +0,96 | 0,76 | 98 | 709 | 334 | +1,08 | 0,75 | 117 |
| Mg/O | 379 | 98 | —0,23 | 0,77 | 59 | 738 | 301 | +0,57 | 0,77 | 123 | 789 | 385 | +0,42 | 0,83 | 123 | 671 | 304 | +0,40 | 0,83 | 106 |
| Ca/O | 997 | 191 | +0,73 | 0,83 | 115 | 1099 | 424 | +0,06 | 0,80 | 174 | 1467 | 398 | +0,23 | 0,73 | 127 | 1142 | 503 | +0,46 | 0,80 | 176 |
| Na/O | 581 | 93 | +0,67 | 0,79 | 56 | 844 | 201 | —0,08 | 0,81 | 82 | 496 | 94 | +0,15 | 0,76 | 30 | 611 | 193 | +0,61 | 0,78 | 67 |
| K/O | 294 | 154 | +0,42 | 0,76 | 92 | 147 | 102 | +0,78 | 0,81 | 42 | 260 | 155 | +1,22 | 0,79 | 50 | 418 | 239 | +0,16 | 0,82 | 84 |
| $a$ | 10,5 | 1,49 | —0,23 | 0,82 | 0,89 | 12,4 | 2,5 | —0,19 | 0,84 | 1,0 | 8,7 | 2,0 | +0,68 | 0,82 | 0,6 | 11,6 | 3,0 | —0,001 | 0,85 | 1,0 |
| $c$ | 6,8 | 1,12 | +0,16 | 0,73 | 0,72 | 5,4 | 1,6 | —0,05 | 0,79 | 0,6 | 7,6 | 1,6 | +0,24 | 0,73 | 0,5 | 5,2 | 1,2 | —0,08 | 0,77 | 0,4 |
| $b'$ | 14,1 | 3,56 | —0,48 | 0,74 | 2,14 | 22,1 | 5,3 | —0,28 | 0,77 | 2,2 | 23,1 | 7,7 | +0,14 | 0,78 | 2,5 | 20,3 | 6,7 | +0,06 | 0,88 | 2,3 |
| $f'$ | 56,4 | 5,47 | —0,12 | 0,85 | 3,28 | 44,1 | 8,4 | —0,23 | 0,76 | 3,4 | 43,5 | 10,6 | +0,23 | 0,82 | 3,4 | 42,2 | 9,5 | +0,15 | 0,83 | 3,3 |
| $m'$ | 34,7 | 4,43 | +0,04 | 0,83 | 2,66 | 39,4 | 9,6 | +0,21 | 0,76 | 3,9 | 39,1 | 10,4 | —0,97 | 0,75 | 3,3 | 39,8 | 8,7 | —0,13 | 0,78 | 3,0 |
| $n$ | 77,6 | 9,93 | —0,30 | 0,75 | 5,96 | 90,0 | 7,9 | —0,97 | 0,79 | 3,2 | 77,4 | 10,6 | —0,83 | 0,81 | 3,4 | 71,5 | 14,2 | +0,20 | 0,81 | 4,9 |
| φ | 1,21 | 0,23 | +0,49 | 0,74 | 0,14 | 12,9 | 5,9 | +0,83 | 0,78 | 2,4 | 13,7 | 6,6 | +1,48 | 0,72 | 2,1 | 20,8 | 10,4 | +0,24 | 0,90 | 3,6 |
| $Q$ | +8,2 | 8,60 | +0,45 | 0,78 | 5,16 | —11,5 | 7,2 | +0,36 | 0,76 | 2,9 | —5,3 | 8,8 | —0,03 | 0,72 | 2,8 | —2,9 | 8,7 | +0,58 | 0,80 | 3,0 |
| ΣFe/Mg | 3,76 | 0,77 | +0,14 | 0,84 | 0,46 | 2,69 | 0,88 | +0,13 | 0,81 | 0,36 | 2,76 | 1,30 | +0,67 | 0,82 | 0,41 | 2,64 | 1,20 | +1,29 | 0,76 | 0,42 |
| $SiO_2$ | 57,80 | 3,67 | +0,35 | 0,83 | 2,20 | 51,74 | 3,55 | +0,98 | 0,76 | 1,45 | 50,79 | 4,85 | +0,25 | 0,68 | 1,55 | 54,23 | 4,88 | +0,65 | 0,84 | 1,41 |
| $TiO_2$ | 0,94 | 0,17 | +0,70 | 0,64 | 0,10 | 0,85 | 0,22 | +0,26 | 0,82 | 0,09 | 1,46 | 0,84 | +1,31 | 0,71 | 0,27 | 1,29 | 0,40 | +1,23 | 0,68 | 0,12 |
| $Al_2O_3$ | 17,34 | 0,78 | —0,11 | 0,74 | 0,47 | 18,14 | 1,78 | —0,04 | 0,89 | 0,73 | 17,83 | 2,42 | +0,91 | 0,77 | 0,77 | 16,63 | 1,60 | +0,20 | 0,77 | 0,47 |
| $Fe_2O_3$ | 3,64 | 1,98 | —0,02 | 0,76 | 1,19 | 3,47 | 2,02 | +2,32 | 0,69 | 0,83 | 3,66 | 1,90 | +0,91 | 0,76 | 0,61 | 4,59 | 2,14 | +1,02 | 0,76 | 0,62 |
| FeO | 5,01 | 1,47 | +0,99 | 0,76 | 0,88 | 7,21 | 1,78 | —0,07 | 0,78 | 0,73 | 6,64 | 1,64 | —0,47 | 0,78 | 0,53 | 4,45 | 1,92 | +0,44 | 0,85 | 0,56 |
| ΣFeO | 8,29 | 2,07 | —0,53 | 0,79 | 1,24 | 10,33 | 2,54 | +0,40 | 0,68 | 1,04 | 9,94 | 2,06 | —0,12 | 0,69 | 0,66 | 8,57 | 1,92 | +0,36 | 0,78 | 0,56 |
| MgO | 2,89 | 0,74 | —0,20 | 0,76 | 0,43 | 5,50 | 2,22 | +0,56 | 0,77 | 0,91 | 5,80 | 2,75 | +0,38 | 0,84 | 0,88 | 5,01 | 2,20 | +0,38 | 0,83 | 0,64 |
| CaO | 6,43 | 1,18 | +0,72 | 0,83 | 0,71 | 6,47 | 2,61 | —0,20 | 0,78 | 1,07 | 9,13 | 2,31 | —0,01 | 0,75 | 0,74 | 7,18 | 3,04 | +0,41 | 0,79 | 0,88 |
| $Na_2O$ | 3,61 | 0,58 | +0,64 | 0,78 | 0,35 | 5,14 | 1,26 | —0,06 | 0,80 | 0,52 | 2,99 | 0,61 | +0,26 | 0,75 | 0,20 | 3,75 | 1,24 | +0,73 | 0,77 | 0,36 |
| $K_2O$ | 1,63 | 0,84 | +0,39 | 0,77 | 0,50 | 0,79 | 0,55 | +0,78 | 0,80 | 0,22 | 1,40 | 0,84 | +1,19 | 0,78 | 0,27 | 2,28 | 1,30 | +0,17 | 0,81 | 0,38 |

| Петрохимические показатели | Средний кембрий (?)—нижний ордовик, Бердь-Чумышская зона Салаирского кряжа (19 ан.) | | | | | Средний кембрий—нижний ордовик, Прикузбасская зона Салаирского кряжа (52 ан.) | | | | | Средний кембрий—нижний ордовик, Золотокитатская зона Кузнецкого Алатау | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | | | | | | Средний кембрий (8 ан.) | | | | | нижний ордовик (43 ан.) | | | | |
| | $\bar{X}$ | $s$ | $A$ | $d$ | $\Delta$ | $\bar{X}$ | $s$ | $A$ | $d$ | $\Delta$ | $\bar{X}$ | $s$ | $A$ | $d$ | $\Delta$ | $\bar{X}$ | $s$ | $A$ | $d$ | $\Delta$ |
| Si/O | 5674 | 234 | +0,10 | 0,82 | 112 | 5595 | 393 | +0,51 | 0,79 | 110 | 5485 | 328 | —0,07 | 0,85 | 275 | 5519 | 403 | +0,51 | 0,80 | 125 |
| Ti/O | 134 | 35 | —0,14 | 0,76 | 17 | 131 | 52 | +0,61 | 0,82 | 15 | 94 | 44 | —0,86 | 0,65 | 37 | 206 | 95 | +0,51 | 0,80 | 29 |
| Al/O | 2039 | 186 | —0,25 | 0,83 | 89 | 2062 | 282 | —0,08 | 0,83 | 79 | 2137 | 161 | +0,48 | 0,75 | 135 | 1988 | 191 | —0,36 | 0,90 | 59 |
| ΣFe/O | 1645 | 243 | +0,10 | 0,84 | 117 | 1759 | 408 | +0,16 | 0,79 | 114 | 1442 | 128 | —0,58 | 0,73 | 107 | 1893 | 389 | —0,45 | 0,80 | 120 |
| $Fe^{+3}$/O | 642 | 238 | +0,67 | 0,76 | 114 | 716 | 338 | +0,79 | 0,76 | 95 | 1045 | 226 | —0,05 | 0,86 | 190 | 966 | 443 | +0,31 | 0,80 | 137 |
| Mg/O | 526 | 175 | +0,32 | 0,81 | 84 | 565 | 216 | +0,32 | 0,79 | 60 | 503 | 235 | —0,12 | 0,83 | 197 | 598 | 280 | +0,21 | 0,81 | 87 |
| Ca/O | 790 | 387 | +0,31 | 0,83 | 186 | 952 | 443 | +0,20 | 0,84 | 124 | 1412 | 410 | +0,34 | 0,78 | 344 | 1002 | 422 | —0,04 | 0,84 | 131 |
| Na/O | 928 | 288 | —0,38 | 0,80 | 138 | 788 | 195 | —0,42 | 0,79 | 55 | 724 | 80 | —0,17 | 0,74 | 67 | 665 | 190 | +0,54 | 0,79 | 59 |
| K/O | 122 | 93 | +1,13 | 0,74 | 45 | 137 | 151 | +1,65 | 0,74 | 38 | 214 | 127 | +1,16 | 0,65 | 107 | 303 | 298 | +3,75 | 0,57 | 92 |
| $a$ | 13,5 | 4,0 | —0,50 | 0,80 | 1,9 | 11,6 | 2,8 | +0,06 | 0,79 | 0,8 | 11,7 | 1,6 | +0,50 | 0,72 | 1,3 | 11,4 | 3,1 | +0,28 | 0,90 | 0,9 |
| $c$ | 4,8 | 2,7 | +0,41 | 0,81 | 1,3 | 5,4 | 2,8 | +0,52 | 0,78 | 0,8 | 6,7 | 1,1 | +0,58 | 0,79 | 0,9 | 5,5 | 2,3 | +0,04 | 0,84 | 0,7 |
| $b'$ | 17,4 | 2,9 | +0,25 | 0,87 | 1,4 | 19,1 | 4,4 | —0,32 | 0,79 | 1,2 | 19,3 | 4,7 | +0,09 | 0,83 | 3,9 | 20,4 | 5,4 | —0,05 | 0,80 | 1,7 |
| $f'$ | 53,2 | 8,1 | +0,43 | 0,79 | 3,9 | 48,9 | 8,5 | +1,24 | 0,70 | 2,4 | 45,6 | 12,5 | +0,91 | 0,77 | 10,5 | 58,9 | 9,9 | +0,95 | 0,73 | 3,1 |
| $m'$ | 37,0 | 7,1 | —0,22 | 0,76 | 3,4 | 34,4 | 9,1 | +0,16 | 0,78 | 2,6 | 32,5 | 10,9 | +0,10 | 0,77 | 9,1 | 35,2 | 11,7 | —0,60 | 0,82 | 3,6 |
| $n$ | 92,8 | 5,7 | —1,07 | 0,72 | 2,7 | 91,0 | 9,8 | —2,23 | 0,69 | 2,7 | 85,5 | 7,1 | —1,32 | 0,62 | 6,0 | 80,9 | 10,0 | —0,97 | 0,75 | 3,1 |
| φ | 20,8 | 9,1 | +1,19 | 0,68 | 4,4 | 19,8 | 10,3 | +1,74 | 0,70 | 2,9 | 32,1 | 10,6 | +1,34 | 0,70 | 8,9 | 27,0 | 14,0 | +1,13 | 0,73 | 4,3 |
| $Q$ | —4,1 | 5,4 | +0,91 | 0,77 | 2,6 | —3,3 | 9,6 | +0,69 | 0,78 | 2,7 | —5,2 | 9,0 | —0,25 | 0,83 | 0,7 | —3,1 | 10,6 | +0,30 | 0,75 | 3,3 |
| ΣFe/Mg | 3,47 | 1,28 | +1,03 | 0,75 | 0,61 | 3,61 | 1,95 | +3,64 | 0,57 | 0,55 | 3,80 | 2,74 | +1,43 | 0,68 | 2,30 | 4,20 | 3,39 | +2,24 | 0,67 | 1,05 |
| $SiO_2$ | 55,46 | 2,71 | +0,09 | 0,82 | 1,30 | 54,46 | 4,85 | +0,69 | 0,78 | 1,36 | 53,32 | 3,91 | —0,11 | 0,85 | 3,37 | 53,41 | 5,03 | +0,70 | 0,80 | 1,56 |
| $TiO_2$ | 1,02 | 0,26 | —0,17 | 0,75 | 0,13 | 0,99 | 0,39 | +0,58 | 0,82 | 0,11 | 0,71 | 0,33 | —0,94 | 0,65 | 0,28 | 1,55 | 0,70 | +0,57 | 0,80 | 0,22 |
| $Al_2O_3$ | 17,58 | 1,53 | —0,30 | 0,85 | 0,76 | 17,68 | 2,33 | —0,09 | 0,82 | 0,65 | 18,32 | 1,28 | +0,51 | 0,78 | 1,10 | 16,95 | 1,62 | —0,13 | 0,82 | 0,50 |
| $Fe_2O_3$ | 4,19 | 1,57 | +0,70 | 0,76 | 0,75 | 4,63 | 2,14 | +0,77 | 0,76 | 0,60 | 6,77 | 1,41 | —0,07 | 0,86 | 1,21 | 6,23 | 2,86 | +0,43 | 0,79 | 0,89 |
| FeO | 5,88 | 1,63 | +0,35 | 0,80 | 0,80 | 6,07 | 2,08 | +0,24 | 0,82 | 0,58 | 2,32 | 0,98 | +0,35 | 0,70 | 0,85 | 4,89 | 2,30 | +0,19 | 0,83 | 0,71 |
| ΣFeO | 9,65 | 1,38 | +0,12 | 0,84 | 0,66 | 10,24 | 2,23 | +0,15 | 0,79 | 0,63 | 8,41 | 0,68 | —0,62 | 0,72 | 0,59 | 10,50 | 2,07 | —0,49 | 0,80 | 0,64 |
| MgO | 3,97 | 1,31 | +0,32 | 0,81 | 0,63 | 4,24 | 1,58 | +0,31 | 0,79 | 0,44 | 3,77 | 1,73 | —0,14 | 0,83 | 1,49 | 4,39 | 2,07 | +0,20 | 0,81 | 0,64 |
| CaO | 5,03 | 2,44 | +0,31 | 0,83 | 1,70 | 6,02 | 2,77 | +0,21 | 0,84 | 0,78 | 8,95 | 2,50 | +0,31 | 0,79 | 2,15 | 6,29 | 2,59 | —0,05 | 0,84 | 0,80 |
| $Na_2O$ | 5,72 | 1,80 | —0,37 | 0,80 | 0,86 | 4,83 | 1,22 | —0,39 | 0,80 | 0,34 | 4,42 | 0,50 | —0,10 | 0,70 | 0,43 | 4,05 | 1,18 | +0,53 | 0,80 | 0,37 |
| $K_2O$ | 0,67 | 0,52 | +1,19 | 0,73 | 0,25 | 0,75 | 0,82 | +1,63 | 0,74 | 0,23 | 1,17 | 0,69 | +0,19 | 0,65 | 0,60 | 1,64 | 1,56 | +3,53 | 0,58 | 0,48 |

Таблица 3

*Петрохимические статистики кислой группы*

| Петрохимические показатели | Нижний (?)—средний рифей, Кузнецкоалатауско-Солгонская зона (37 ан.) | | | | | Средний (?) рифей—венд, Восточно-Кузнецкая зона (16 ан.) | | | | | Венд (?)—нижний кембрий, Восточно-Алтайская зона (6 ан.) | | | Нижний кембрий, Салаирская зона (54 ан.) | | | | | Нижний-средний кембрий, Амзасская зона Горной Шории (9 ан.) | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | $\bar{X}$ | $s$ | $A$ | $d$ | $\Delta$ | $\bar{X}$ | $s$ | $A$ | $d$ | $\Delta$ | $\bar{X}$ | $s$ | $\Delta$ | $X$ | $s$ | $A$ | $d$ | $\Delta$ | $\bar{X}$ | $s$ | $\Delta$ |
| Si/O | 7086 | 253 | −0,45 | 0,77 | 83 | 6889 | 272 | −0,78 | 0,82 | 144 | 6921 | 357 | 375 | 7011 | 414 | −0,73 | 0,76 | 112 | 7095 | 156 | 120 |
| Ti/O | 39 | 22 | +0,95 | 0,75 | 7 | 47 | 28 | +0,98 | 0,77 | 15 | 60 | 19 | 20 | 38 | 22 | +0,74 | 0,80 | 6 | 33 | 13 | 10 |
| Al/O | 1383 | 188 | +0,15 | 0,83 | 62 | 1492 | 201 | +0,53 | 0,76 | 106 | 1440 | 197 | 207 | 1373 | 248 | −0,06 | 0,73 | 67 | 1477 | 134 | 103 |
| ΣFe/O | 625 | 269 | +1,06 | 0,77 | 89 | 882 | 295 | +0,33 | 0,73 | 156 | 798 | 306 | 321 | 757 | 314 | +0,02 | 0,80 | 85 | 314 | 150 | 115 |
| $Fe^{+3}$/O | 235 | 174 | +1,20 | 0,75 | 57 | 449 | 290 | +0,50 | 0,84 | 154 | 153 | 105 | 110 | 230 | 184 | +1,62 | 0,72 | 50 | 42 | 23 | 18 |
| Mg/O | 105 | 84 | +1,11 | 0,76 | 28 | 24 | 39 | +1,33 | 0,79 | 21 | 162 | 86 | 90 | 176 | 105 | +0,47 | 0,82 | 28 | 42 | 21 | 16 |
| Ca/O | 182 | 168 | +1,23 | 0,79 | 55 | 121 | 157 | +1,30 | 0,77 | 83 | 333 | 308 | 323 | 217 | 200 | +1,01 | 0,84 | 54 | 164 | 82 | 63 |
| Na/O | 735 | 249 | +0,14 | 0,78 | 82 | 661 | 413 | +0,41 | 0,74 | 219 | 647 | 135 | 142 | 611 | 202 | −0,39 | 0,81 | 54 | 519 | 182 | 140 |
| K/O | 154 | 139 | +1,68 | 0,73 | 46 | 772 | 458 | +0,22 | 0,80 | 243 | 141 | 90 | 94 | 130 | 146 | +1,48 | 0,76 | 39 | 823 | 370 | 285 |
| $a$ | 11,3 | 3,0 | −0,15 | 0,77 | 1,0 | 15,0 | 2,2 | +0,38 | 0,71 | 1,2 | 10,0 | 1,3 | 1,1 | 9,4 | 2,1 | −0,14 | 0,81 | 0,6 | 13,9 | 2,6 | 2,0 |
| $c$ | 1,3 | 1,1 | +1,41 | 0,76 | 0,4 | 0,9 | 1,1 | +1,63 | 0,73 | 0,6 | 2,1 | 2,0 | 2,1 | 1,6 | 1,5 | +1,03 | 0,81 | 0,4 | 0,9 | 0,5 | 0,4 |
| $b'$ | 5,2 | 2,5 | +0,89 | 0,79 | 0,8 | 5,4 | 1,4 | −0,10 | 0,75 | 0,7 | 7,1 | 3,5 | 3,7 | 6,7 | 2,8 | +0,05 | 0,83 | 0,8 | 2,7 | 0,9 | 0,7 |
| $f'$ | 49,5 | 17,6 | +0,16 | 0,77 | 5,8 | 73,6 | 16,9 | −0,10 | 0,88 | 8,9 | 45,9 | 8,4 | 8,8 | 45,8 | 18,4 | −0,21 | 0,80 | 5,0 | 48 | 23,3 | 17,9 |
| $m'$ | 17,3 | 10,0 | +0,14 | 0,82 | 3,3 | 4,4 | 7,2 | +1,11 | 0,84 | 3,8 | 20,6 | 7,8 | 8,2 | 23,2 | 12,2 | +0,66 | 0,76 | 3,3 | 13,5 | 5,9 | 4,5 |
| $n$ | 87,1 | 13,2 | −1,77 | 0,71 | 4,3 | 56,1 | 28,3 | −0,43 | 0,78 | 15,0 | 88,1 | 8,1 | 8,5 | 86,8 | 16,2 | −1,44 | 0,77 | 4,4 | 52,6 | 18,2 | 14,0 |
| $\varphi$ | 18,7 | 10,5 | +0,15 | 0,83 | 3,5 | 37,5 | 22,8 | +0,64 | 0,79 | 12,0 | 8,4 | 3,8 | 4,0 | 13,3 | 9,1 | +0,85 | 0,79 | 2,4 | 6,7 | 4,6 | 3,5 |
| $Q$ | +36,0 | 9,5 | −0,19 | 0,83 | 3,1 | +24,2 | 10,2 | −0,72 | 0,76 | 5,4 | +34,1 | 9,9 | 10,4 | +37,5 | 11,0 | −0,19 | 0,77 | 3,0 | +32,8 | 8,0 | 6,2 |
| ΣFe/Mg | 8,43 | 7,92 | +1,94 | 0,68 | 2,6 | 7,92 | 17,0 | +2,55 | 0,59 | 9,01 | 13,62 | 20,39 | 21,41 | 5,56 | 4,35 | +1,99 | 0,66 | 1,17 | 9,11 | 5,85 | 4,5 |
| $SiO_2$ | 74,69 | 3,61 | −0,27 | 0,75 | 1,19 | 70,60 | 3,34 | −0,73 | 0,81 | 1,77 | 72,27 | 5,29 | 5,56 | 74,23 | 5,29 | −0,36 | 0,81 | 1,43 | 74,16 | 2,53 | 2,13 |
| $TiO_2$ | 0,32 | 0,17 | +0,89 | 0,76 | 0,05 | 0,37 | 0,22 | +1,01 | 0,77 | 0,12 | 0,49 | 0,15 | 0,15 | 0,32 | 0,17 | +0,72 | 0,80 | 0,05 | 0,27 | 0,10 | 0,09 |
| $Al_2O_3$ | 12,85 | 1,65 | +0,09 | 0,83 | 0,55 | 13,49 | 1,77 | +0,47 | 0,76 | 0,94 | 13,24 | 1,58 | 1,66 | 12,65 | 2,13 | −0,16 | 0,73 | 0,57 | 13,62 | 1,20 | 1,01 |
| $Fe_2O_3$ | 1,64 | 1,20 | +1,14 | 0,75 | 0,40 | 3,07 | 1,97 | +0,48 | 0,84 | 1,04 | 1,07 | 0,73 | 0,77 | 1,63 | 1,30 | +1,61 | 0,72 | 0,35 | 0,29 | 0,16 | 0,13 |
| FeO | 2,47 | 1,40 | +1,65 | 0,73 | 0,46 | 2,66 | 1,09 | −0,06 | 0,77 | 0,58 | 4,01 | 1,69 | 1,77 | 3,25 | 1,71 | −0,24 | 0,81 | 0,46 | 1,70 | 0,92 | 0,77 |
| ΣFeO | 3,95 | 1,65 | +1,00 | 0,78 | 0,54 | 5,42 | 1,78 | +0,30 | 0,73 | 0,94 | 4,97 | 1,82 | 1,91 | 4,71 | 2,03 | −0,06 | 0,80 | 0,55 | 1,96 | 0,92 | 0,77 |
| MgO | 0,85 | 0,67 | +1,06 | 0,77 | 0,22 | 0,19 | 0,31 | +1,30 | 0,80 | 0,16 | 1,30 | 0,67 | 0,70 | 1,44 | 0,84 | +0,44 | 0,82 | 0,23 | 0,34 | 0,18 | 0,15 |
| CaO | 1,24 | 1,14 | +1,22 | 0,79 | 0,38 | 0,81 | 1,05 | +1,30 | 0,77 | 0,55 | 2,24 | 2,03 | 2,13 | 1,48 | 1,35 | +1,00 | 0,84 | 0,37 | 1,12 | 0,56 | 0,47 |
| $Na_2O$ | 4,87 | 1,64 | −0,07 | 0,78 | 0,54 | 4,26 | 2,64 | +0,38 | 0,75 | 1,40 | 4,25 | 0,88 | 0,92 | 4,07 | 1,32 | −0,44 | 0,82 | 0,36 | 3,41 | 1,19 | 1,00 |
| $K_2O$ | 0,92 | 0,82 | +1,64 | 0,73 | 0,27 | 4,45 | 2,64 | +0,21 | 0,80 | 1,40 | 0,82 | 0,52 | 0,54 | 0,78 | 0,87 | +1,48 | 0,76 | 0,24 | 4,81 | 2,11 | 1,78 |

| Петрохимические показатели | Кембрий, Кожуховская зона Кузнецкого Алатау (9 ан.) | | | | | Нижний—средний кембрий, Шорско-Азыртальская зона, включая Мрасский выступ (15 ан.) | | | | | Средний кембрий—нижний ордовик, Прикузбасская зона Салаирского кряжа (24 ан.) | | | | | Нижний ордовик, Золотокитатская зона Кузнецкого Алатау (38 ан.) | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | $\bar{X}$ | $s$ | $A$ | $d$ | $\Delta$ | $\bar{X}$ | $s$ | $A$ | $d$ | $\Delta$ | $\bar{X}$ | $s$ | $A$ | $d$ | $\Delta$ | $\bar{X}$ | $s$ | $A$ | $d$ | $\Delta$ |
| Si/O | 7232 | 241 | +0,05 | 0,87 | 185 | 6881 | 295 | +0,07 | 0,84 | 159 | 6979 | 285 | —0,26 | 0,84 | 120 | 6892 | 263 | +0,32 | 0,83 | 87 |
| Ti/O | 31 | 18 | +1,31 | 0,84 | 14 | 53 | 22 | +0,45 | 0,80 | 12 | 49 | 21 | +0,35 | 0,81 | 9 | 50 | 24 | +0,45 | 0,84 | 8 |
| Al/O | 1238 | 230 | —0,20 | 0,78 | 177 | 1615 | 173 | +0,14 | 0,78 | 93 | 1485 | 214 | +0,10 | 0,78 | 90 | 1515 | 190 | +0,11 | 0,72 | 63 |
| ΣFeO | 813 | 240 | —0,66 | 0,75 | 185 | 449 | 172 | +0,33 | 0,83 | 93 | 607 | 205 | +0,48 | 0,83 | 86 | 781 | 347 | +0,62 | 0,79 | 114 |
| $Fe^{+3}/O$ | 167 | 133 | +0,54 | 0,80 | 102 | 113 | 70 | +0,74 | 0,75 | 38 | 196 | 142 | +1,00 | 0,76 | 60 | 475 | 327 | +1,29 | 0,75 | 108 |
| Mg/O | 84 | 58 | —0,12 | 0,85 | 45 | 113 | 81 | +0,23 | 0,88 | 44 | 92 | 66 | +0,55 | 0,81 | 28 | 53 | 74 | +1,85 | 0,69 | 24 |
| Ca/O | 138 | 132 | +1,19 | 0,69 | 101 | 248 | 218 | +0,03 | 0,93 | 118 | 197 | 150 | +1,56 | 0,70 | 63 | 164 | 166 | +1,25 | 0,80 | 55 |
| Na/O | 679 | 87 | +0,25 | 0,76 | 67 | 673 | 243 | +0,05 | 0,75 | 131 | 830 | 232 | +0,19 | 0,74 | 97 | 594 | 220 | —0,11 | 0,71 | 73 |
| K/O | 43 | 27 | +0,005 | 0,82 | 21 | 460 | 237 | +0,37 | 0,77 | 128 | 132 | 258 | +3,03 | 0,59 | 108 | 691 | 245 | +0,27 | 0,78 | 81 |
| $a$ | 9,6 | 1,2 | —0,14 | 0,77 | 0,9 | 13,0 | 2,4 | —0,13 | 0,72 | 1,3 | 12,9 | 2,6 | +0,13 | 0,77 | 1,1 | 13,7 | 2,4 | +0,30 | 0,77 | 0,8 |
| $c$ | 1,0 | 0,9 | +0,97 | 0,73 | 0,7 | 1,5 | 1,5 | +0,54 | 0,86 | 0,8 | 1,4 | 0,8 | +0,93 | 0,75 | 0,3 | 1,0 | 1,0 | +1,58 | 0,74 | 0,3 |
| $b'$ | 5,8 | 1,9 | —0,82 | 0,73 | 1,5 | 4,5 | 2,3 | +0,51 | 0,87 | 1,2 | 4,8 | 2,0 | +0,36 | 0,86 | 0,8 | 4,9 | 2,8 | +0,92 | 0,79 | 0,9 |
| $f'$ | 57,4 | 20,4 | +0,48 | 0,78 | 15,7 | 38,1 | 15,4 | —0,13 | 0,82 | 8,3 | 55,6 | 21,4 | —0,92 | 0,74 | 9,0 | 62,9 | 21,7 | —0,28 | 0,83 | 7,2 |
| $m'$ | 11,9 | 7,9 | +0,20 | 0,75 | 6,1 | 21,5 | 16,1 | +0,28 | 0,88 | 8,7 | 14,0 | 8,7 | —0,16 | 0,86 | 3,6 | 5,9 | 8,9 | +1,95 | 0,71 | 2,9 |
| $n$ | 96,5 | 2,1 | —0,03 | 0,80 | 1,6 | 69,9 | 16,9 | —0,47 | 0,74 | 9,1 | 87,3 | 19,7 | —3,32 | 0,55 | 8,3 | 59,6 | 15,0 | —0,77 | 0,73 | 4,9 |
| $\varphi$ | 11,3 | 7,5 | +0,17 | 0,87 | 5,8 | 10,1 | 4,2 | +0,46 | 0,81 | 2,3 | 17,1 | 11,8 | +1,06 | 0,75 | 4,9 | 35,6 | 17,1 | —0,13 | 0,83 | 5,6 |
| $Q$ | +41,6 | 8,0 | —0,05 | 0,85 | 6,2 | +28,5 | 10,2 | +0,11 | 0,80 | 5,5 | +31,0 | 11,1 | —0,09 | 0,84 | 4,7 | +28,9 | 9,4 | —0,05 | 0,82 | 3,1 |
| ΣFe/Mg | 28,11 | 28,87 | +0,71 | 0,81 | 22,23 | 7,77 | 7,30 | +1,39 | 0,77 | 3,9 | 10,43 | 9,79 | +1,74 | 0,69 | 4,11 | 116,0 | 166,0 | +1,56 | 0,77 | 54,78 |
| $SiO_2$ | 76,39 | 3,34 | +0,01 | 0,89 | 3,34 | 71,89 | 4,39 | +0,16 | 0,83 | 2,37 | 73,22 | 4,15 | —0,37 | 0,84 | 1,74 | 71,14 | 3,77 | +0,44 | 0,85 | 1,24 |
| $TiO_2$ | 0,25 | 0,15 | +1,33 | 0,63 | 0,12 | 0,43 | 0,18 | +0,45 | 0,80 | 0,09 | 0,40 | 0,16 | +0,31 | 0,81 | 0,07 | 0,40 | 0,19 | +0,44 | 0,84 | 0,06 |
| $Al_2O_3$ | 11,53 | 2,08 | —0,23 | 0,77 | 1,75 | 14,87 | 1,40 | +0,24 | 0,74 | 0,75 | 13,72 | 1,79 | —0,08 | 0,78 | 0,75 | 13,80 | 1,68 | +0,09 | 0,69 | 0,55 |
| $Fe_2O_3$ | 1,18 | 0,93 | +0,53 | 0,81 | 0,78 | 0,93 | 0,50 | +0,80 | 0,75 | 0,27 | 1,37 | 0,97 | +0,94 | 0,76 | 0,41 | 3,26 | 2,21 | +1,24 | 0,75 | 0,73 |
| FeO | 4,09 | 1,32 | —0,29 | 0,82 | 1,10 | 1,97 | 0,96 | +0,68 | 0,78 | 0,52 | 2,58 | 0,96 | +0,16 | 0,81 | 0,40 | 1,88 | 1,04 | +0,93 | 0,80 | 0,34 |
| ΣFe/O | 5,15 | 1,49 | —0,69 | 0,74 | 1,25 | 2,81 | 1,03 | +0,31 | 0,84 | 0,56 | 3,81 | 1,23 | +0,44 | 0,84 | 0,52 | 4,82 | 2,09 | +0,58 | 0,79 | 0,69 |
| MgO | 0,68 | 0,48 | —0,12 | 0,86 | 0,40 | 0,90 | 0,64 | +0,22 | 0,88 | 0,35 | 0,74 | 0,53 | +0,52 | 0,81 | 0,22 | 0,42 | 0,59 | +1,83 | 0,69 | 0,19 |
| CaO | 0,95 | 0,90 | +1,17 | 0,70 | 0,75 | 1,67 | 1,46 | +0,03 | 0,93 | 0,79 | 1,35 | 1,02 | +1,55 | 0,70 | 0,43 | 1,10 | 1,10 | +1,24 | 0,80 | 0,36 |
| $Na_2O$ | 4,51 | 0,58 | +0,29 | 0,77 | 0,49 | 4,41 | 1,57 | +0,06 | 0,75 | 0,85 | 5,47 | 1,50 | +0,10 | 0,74 | 0,63 | 3,86 | 1,42 | —0,12 | 0,72 | 0,47 |
| $K_2O$ | 0,25 | 0,16 | —0,02 | 0,83 | 0,14 | 2,70 | 1,40 | +0,38 | 0,76 | 0,76 | 1,06 | 1,46 | +2,94 | 0,60 | 0,61 | 4,00 | 1,41 | +0,28 | 0,78 | 0,46 |

Таблица 4

*Петрохимические статистики щелочносалической группы*

| Петрохимические показатели | *Нижний—средний кембрий, Кондомская зона Горной Шории (17 ан.)* | | | | | Нижний—средний кембрий, Тельбесская зона Горной Шории (7 ан.) | | | Нижний—средний кембрий, Кийско-Батеневская зона Кузнецкого Алатау | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | | | | Северо-Западная подзона (9 ан.) | | | | | Юго-Восточная подзона (26 ан.) | | | | |
| | $\bar{X}$ | $s$ | $A$ | $d$ | $\Delta$ | $\bar{X}$ | $s$ | $\Delta$ | $\bar{X}$ | $s$ | $A$ | $d$ | $\Delta$ | $\bar{X}$ | $s$ | $A$ | $d$ | $\Delta$ |
| Si/O | 6416 | 263 | +0,41 | 0,77 | 137 | 5912 | 444 | 413 | 5974 | 260 | —0,58 | 0,74 | 200 | 6143 | 201 | —0,44 | 0,75 | 80 |
| Ti/O | 43 | 11 | —0,09 | 0,88 | 6 | 104 | 46 | 43 | 99 | 30 | +0,39 | 0,80 | 23 | 95 | 29 | +0,52 | 0,83 | 12 |
| Al/O | 2943 | 237 | —0,23 | 0,77 | 123 | 2133 | 230 | 214 | 1957 | 79 | —0,57 | 0,74 | 61 | 2042 | 176 | —0,22 | 0,77 | 70 |
| ΣFe/O | 545 | 228 | +0,02 | 0,79 | 119 | 1071 | 688 | 640 | 741 | 121 | +0,88 | 0,74 | 93 | 800 | 215 | —0,49 | 0,83 | 86 |
| $Fe^{+3}$/O | 240 | 104 | +0,01 | 0,77 | 54 | 313 | 233 | 217 | 335 | 174 | +1,11 | 0,71 | 134 | 400 | 194 | +0,51 | 0,84 | 78 |
| Mg/O | 144 | 109 | +1,86 | 0,67 | 57 | 266 | 108 | 100 | 249 | 118 | +0,37 | 0,81 | 91 | 216 | 155 | +1,56 | 0,71 | 62 |
| Ca/O | 164 | 147 | +0,56 | 0,88 | 76 | 617 | 290 | 270 | 1140 | 382 | +0,42 | 0,71 | 294 | 408 | 292 | +0,76 | 0,84 | 118 |
| Na/O | 703 | 259 | —0,47 | 0,74 | 135 | 576 | 303 | 282 | 1280 | 224 | —0,55 | 0,79 | 172 | 945 | 275 | +0,54 | 0,81 | 110 |
| K/O | 1000 | 364 | +0,01 | 0,77 | 189 | 1322 | 388 | 361 | 46 | 35 | +0,90 | 0,70 | 27 | 733 | 581 | +0,39 | 0,87 | 232 |
| $a$ | 17,6 | 2,6 | —0,16 | 0,80 | 1,3 | 18,5 | 1,7 | 1,6 | 17,5 | 2,8 | —0,66 | 0,75 | 2,2 | 19,0 | 2,5 | —0,57 | 0,80 | 1,0 |
| $c$ | 1,1 | 1,0 | +0,68 | 0,85 | 0,5 | 3,2 | 1,8 | 1,7 | 2,5 | 1,8 | +0,78 | 0,74 | 1,4 | 2,1 | 1,5 | +0,39 | 0,85 | 0,6 |
| $b'$ | 5,3 | 1,6 | —0,11 | 0,82 | 0,8 | 11,1 | 5,1 | 4,7 | 13,7 | 4,2 | +0,17 | 0,71 | 3,2 | 8,1 | 3,2 | +0,34 | 0,87 | 1,3 |
| $f'$ | 36,3 | 16,4 | +0,03 | 0,85 | 8,5 | 51,1 | 10,2 | 9,5 | 30,8 | 7,7 | +1,84 | 0,58 | 5,9 | 53,1 | 11,3 | —0,40 | 0,82 | 4,5 |
| $m'$ | 21,2 | 17,8 | +1,75 | 0,68 | 9,2 | 32,8 | 8,5 | 7,9 | 23,6 | 10,0 | +0,55 | 0,74 | 7,7 | 28,1 | 12,5 | +0,22 | 0,73 | 5,0 |
| $n$ | 53,8 | 18,6 | —0,48 | 0,75 | 2,7 | 41,5 | 18,6 | 17,3 | 97,9 | 1,6 | —0,80 | 0,78 | 1,2 | 70,5 | 21,3 | —0,23 | 0,88 | 8,5 |
| φ | 14,8 | 6,1 | +0,15 | 0,76 | 3,2 | 14,1 | 6,9 | 6,4 | 13,4 | 4,4 | +0,33 | 0,77 | 3,4 | 24,6 | 9,2 | —0,12 | 0,82 | 3,7 |
| $Q$ | +7,8 | 10,5 | +0,15 | 0,80 | 5,5 | —5,9 | 9,5 | 8,8 | —4,7 | 7,2 | +1,28 | 0,57 | 5,5 | +0,4 | 5,8 | +0,54 | 0,79 | 2,3 |
| ΣFe/Mg | 6,71 | 7,57 | +2,36 | 0,64 | 3,93 | 4,05 | 2,16 | 2,01 | 3,39 | 1,31 | +0,73 | 0,75 | 1,01 | 5,09 | 2,33 | +1,44 | 0,67 | 0,93 |
| $SiO_2$ | 65,16 | 3,59 | +0,54 | 0,79 | 1,87 | 57,59 | 6,08 | 5,65 | 59,44 | 3,55 | —0,39 | 0,72 | 2,98 | 61,49 | 2,47 | —0,27 | 0,69 | 0,99 |
| $Ti_2O$ | 0,34 | 0,09 | —0,07 | 0,88 | 0,04 | 0,79 | 0,37 | 0,35 | 0,76 | 0,23 | +0,35 | 0,80 | 0,19 | 0,75 | 0,23 | +0,43 | 0,84 | 0,09 |
| $Al_2O_3$ | 18,29 | 2,03 | —0,18 | 0,80 | 1,06 | 18,27 | 1,63 | 1,52 | 17,18 | 0,69 | —0,49 | 0,81 | 0,58 | 18,08 | 1,48 | —0,25 | 0,77 | 0,59 |
| $Fe_2O_3$ | 1,63 | 0,70 | —0,03 | 0,78 | 0,36 | 2,00 | 1,44 | 1,34 | 2,21 | 1,11 | +1,10 | 0,71 | 0,93 | 2,61 | 1,31 | +0,54 | 0,85 | 0,53 |
| FeO | 1,85 | 1,10 | +0,08 | 0,84 | 0,57 | 4,35 | 3,04 | 2,82 | 2,42 | 0,52 | +0,65 | 0,74 | 0,44 | 2,38 | 0,99 | +1,40 | 0,70 | 0,39 |
| ΣFeO | 3,32 | 1,37 | —0,02 | 0,79 | 0,71 | 6,15 | 3,76 | 3,49 | 4,41 | 1,18 | +0,88 | 0,74 | 0,99 | 4,73 | 1,31 | +0,40 | 0,84 | 0,52 |
| MgO | 1,12 | 0,84 | +1,83 | 0,67 | 0,44 | 1,98 | 0,76 | 0,71 | 1,91 | 0,87 | +0,32 | 0,81 | 0,74 | 1,62 | 1,22 | +1,56 | 0,71 | 0,49 |
| CaO | 1,08 | 0,97 | +0,56 | 0,88 | 0,50 | 3,87 | 1,71 | 1,59 | 7,38 | 2,36 | +0,40 | 0,71 | 1,98 | 2,66 | 1,85 | +0,77 | 0,83 | 0,74 |
| $Na_2O$ | 4,50 | 1,67 | —0,46 | 0,75 | 0,87 | 3,55 | 1,96 | 1,82 | 8,02 | 1,44 | —0,54 | 0,75 | 1,21 | 6,03 | 1,77 | +0,44 | 0,82 | 0,71 |
| $K_2O$ | 5,68 | 2,02 | —0,03 | 0,78 | 1,05 | 7,21 | 2,09 | 1,94 | 0,26 | 0,20 | +0,92 | 0,79 | 0,16 | 4,04 | 3,18 | +0,44 | 0,87 | 1,27 |

(Б, Б+К, Б+ЩС). При однотипном наборе породных групп соседние вулканические комплексы иногда различаются по количественному соотношению базальтоидных и салических продуктов. Кроме того, одноименные породные группы соседних комплексов разнятся по тем или иным обобщенным петрохимическим показателям, из которых делящими характеристиками оказываются общая меланократность (особенно для базальтоидов), общая щелочность, отношение магния и железа, иногда натрия и калия, степень насыщенности кремнеземом и др. Наконец, соседние комплексы различаются уровнями содержания отдельных элементов (или окислов); из последних наиболее важны элементы, не испытывающие большого и систематического изменения содержания при региональном зеленокаменном метаморфизме — кремний, алюминий, титан (особенно в базальтоидах), суммарное железо, магний.

*Здесь будет целесообразно дать петрохимическое обобщение по* всей совокупности изученных ассоциаций с целью выяснения объединяющих их черт, выявления экстремальных уклонений составов отдельных комплексов, оценки сопряженности между составами породных групп, входящих в изученные комплексы, а также установления направленных вариаций (трендов) петрохимических признаков в стратиграфическом ряду изученных ассоциаций и в латеральном их ряду (крупноплощадная зональность составов). Тренды будут упоминаться лишь тогда, когда они достаточно надежно устанавливаются; отсутствие упоминаний о них будет означать, что они с помощью использованных простейших статистических критериев Спирмена, Вилкоксона и параметрических сравнений средних не уловлены.

Выделенные вулканические комплексы относятся к простым (чисто базальтоидным) или чаще к сложным ассоциациям (объединяющим базальтоидную и кислую, реже базальтоидную и щелочносалическую группу эффузивов). Уже качественное подразделение выявляет крупноплощадную зональность распределения составов. Различаются восточный пояс, где развиты лишь базальтоидно-салические ассоциации с возрастом от нижнего (?) — среднего рифея до нижнего ордовика, и западный, где развиты чисто или почти чисто базальтоидные ассоциации с возрастом от верхов докембрия до нижнего ордовика. На докембрийском этапе базальтоидные ассоциации занимали обширные площади, а на нижнепалеозойском — лишь крайнюю западную полосу в пределах территории *запада Алтая и западного склона Салаира. В пределах* восточного пояса развития базальтоидно-салических ассоциаций (в Кузнецком Алатау и Горной Шории) в среднем (?) — верхнем рифее появляются кислые эффузивы щелочного уклона, а в нижнем палеозое — *эффузивы щелочносалической группы* (Белоусов, 1967б, 1968, 1972б; Белоусов, Довгаль, 1972; Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969; Кузнецов, Белоусов, Богнибов, Волохов и др., 1971; Белоусов, Налетов, Полякова, 1974).

*Базальтоидная группа*

Кремний (содержания которого, как и других элементов, в табл. 2 выражены величиной отношения к кислороду и весовыми процентами окислов, приведенными к 100 при исключенных летучих) имеет самый низкий уровень в базальтоидах верхней вулканической ассоциации докембрия, несколько более высокий — в нижне-, среднекембрийских ассоциациях и в общем еще выше — в среднекембрийско-нижнеордовикской. Из кембрийских базальтоидов экстремально низкий уровень кремния имеют породы нижне-, среднекембрийских комплексов Прикатунской подзоны, Центрально-Алтайской зоны и Северо-Западной подзоны Кийско-Батеневской зоны.

Алюминий имеет наиболее высокое содержание в наименее древней (среднекембрийско-нижнеордовикской) ассоциации. В верхнедокембрийской ассоциации к северо-восточным районам, а в нижне-, среднекембрийских от Алтая к остальным районам глиноземистость базальтоидов в общем повышается. Понижена она в верхнедокембрийской ассоциации, за исключением площадей ее развития в Кузнецком Алатау, а также в нижне-, среднекембрийских ассоциациях зон Юго-Западного Алтая и Центрально-Алтайской, Южной подзоны Восточно-Алтайской зоны и Амзасской зоны.

В табл. 5 даны оценки доли пород с содержанием $Al_2O_3$, превышающим 17 вес. % (в пересчете на сумму нелетучих компонентов). Видно, что базальтоиды высокоглиноземистого уклона явно слабо представлены в верхнедокембрийской вулканической ассоциации на Алтае и в Горной Шории и в отдельных кембрийских ассоциациях Алтая — в зоне Юго-Западного Алтая и в Южной подзоне Восточно-Алтайской зоны. Однако высокоглиноземистые базальтоиды значительно развиты в верхнедокембрийской ассоциации Кузнецкого Алатау (38 из 86 пород, или 34—55%), в большинстве комплексов нижнего — среднего кембрия области, в комплексах среднего кембрия — нижнего ордовика и в нижнем вулканическом комплексе енисейской серии докембрия. Повышенная глиноземистость базальтоидов, как обычно, имеет обратную сопряженность с общей их меланократовостью (см. ниже). При лейкократовом уклоне базальтоидной группы высокоглиноземистые базальтоиды нередко составляют около половины или больше от совокупности пород этой группы.

Содержание титана наиболее высоко в базальтоидах верхнедокембрийской ассоциации. Из табл. 5 видно, что высокотитанистыми оказались гораздо больше половины базальтоидов этой ассоциации. Повышены уровни титана в нижне-, среднекембрийских ассоциациях Центрально-Алтайской, Шорско-Азыртальской зон и Северо-Западной подзоны Кийско-Батеневской зоны, а также в среднекембрийско-нижнеордовикской ассоциации Золотокитатской зоны. Однако ни в одном из нижнепалеозойских комплексов области и в нижнем комплексе енисейской серии Кузнецкоалатауско-Солгонской зоны доля высокотитанистых разновидностей не превышает половины от всех базальтоидов; в общем эта доля гораздо меньше половины.

Суммарное железо, как и титан, имеет наиболее повышенное содержание в верхнедокембрийской ассоциации. Кембрийские базальтоиды обнаруживают повышенный уровень железа только в тех четырех ассоциациях, где они имеют пониженный уровень глинозема.

Трехвалентное железо имеет экстремально повышенные уровни в зонах с повышенным количеством красноцветных лав.

Магний в общем повышен в базальтоидах верхнедокембрийской ассоциации. На таком же повышенном уровне находятся содержания магния в упомянутых четырех ассоциациях, где повышено содержание железа и понижено — глинозема.

Кальций имеет экстремально низкие уровни в метабазальтоидах нижнего палеозоя Салаира и Кондомской зоны Горной Шории, а также низов енисейской серии в Кузнецкоалатауско-Солгонской зоне.

Натрий имеет экстремально высокие уровни в тех же ассоциациях, где резко понижен кальций (за исключением низов енисейской серии Кузнецкоалатауско-Солгонской зоны), а также в нижнем кембрии Золотокитатской зоны.

Содержание калия в латеральных рядах верхнего докембрия — венда (?) — кембрия и среднего кембрия — нижнего ордовика повышается от западных к восточным зонам. Эта тенденция подтверждается сравнением распределения оценок средних величин К/О в ассоциациях, перечисленных в табл. 2. Из этих ассоциаций 10 относятся к Алтаю

Таблица 5

*Распределение высокоглиноземистых, высокотитанистых и железистых разновидностей базальтоидов*

| № п. п. | Возраст и местоположение вулканических ассоциаций | Общая численность выборок | В том числе с содержанием | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | $Al_2O_3$>17 вес. % | | $TiO_2$>1,5 вес. % | | $f'>m'$ | |
| | | | численность выборок | доля (95 %-ный доверит. инт., %) пород | численность выборок | доля (95 %-ный доверит. инт., %) пород | численность выборок | доля (95 %-ный доверит. инт., %) пород |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
| 1 | Нижний (?) — средний рифей, Кузнецкоалатауско-Солгонская зона | 65 | 29 | 32—55 | 17 | 16—38 | 40 | 49—73 |
| 2 | Средний (?) рифей — венд, Катунский выступ | 39 | 7 | 8—33 | 32 | 67—92 | 27 | 52—83 |
| 3 | То же, Центрально-Салаирский выступ | 14 | 6 | 18—71 | 8 | 29—82 | 7 | 25—81 |
| 4 | То же, Бийский выступ | 29 | 5 | 6—36 | 26 | 79—98 | 17 | 39—76 |
| 5 | То же, Мрасский выступ | 62 | 14 | 13—35 | 46 | 61—84 | 55 | 78—95 |
| 6 | То же, западный склон Кузнецкого Алатау | 26 | 14 | 33—73 | 18 | 48—86 | 7 | 12—48 |
| 7 | То же, Восточно-Кузнецкая зона | 60 | 24 | 28—54 | 50 | 71—92 | 42 | 57—81 |
| | Всего по ассоциациям № 2—7 | 230 | 70 | 30,4±5,9 | 180 | 78,3±5,3 | 155 | 67,4±6,1 |
| 8 | Кембрий, зона Юго-Западного Алтая | 10 | 0 | 0—31 | 1 | 0,2—41 | 5 | 19—81 |
| 9 | Нижний — средний кембрий, Центрально-Алтайская зона | 41 | 14 | 20—51 | 14 | 20—51 | 23 | 40—72 |
| 10 | Венд (?) — нижний кембрий, Восточно-Алтайская зона, Южная подзона | 22 | 3 | 3—35 | 0 | 0—15 | 8 | 18—62 |
| 11 | То же, Северная подзона | 31 | 19 | 42—78 | 1 | 0,1—17 | 22 | 52—86 |
| 12 | Нижний кембрий, Салаирская зона | 39 | 20 | 35—68 | 5 | 4—27 | 32 | 66—92 |
| 13 | Нижний — средний кембрий, Амзасская зона | 8 | 1 | 0,3—53 | 0 | 0—37 | 3 | 8—76 |
| 14 | Кембрий, Кожуховская зона | 22 | 13 | 36—79 | 0 | 0—15 | 17 | 55—92 |
| 15 | Нижний — средний кембрий, Шорско-Азыртальская зона | 46 | 21 | 31—61 | 15 | 20—49 | 23 | 35—65 |
| 16 | Нижний — средний кембрий, Кондомская зона | 11 | 4 | 11—69 | 0 | 0—28 | 7 | 31—89 |
| 17 | То же, Тельбесская зона | 13 | 11 | 55—98 | 0 | 0—25 | 13 | 75—100 |
| 18 | Нижний кембрий, Золотокитатская зона | 25 | 11 | 24—65 | 0 | 0—14 | 16 | 42—82 |
| 19 | Нижний — средний кембрий, Кийско-Батеневская зона | 87 | 39 | 35—56 | 16 | 11—29 | 43 | 38—60 |
| | Всего по ассоциациям № 8—19 | 355 | 156 | 43,7±5,2 | 52 | 14,7±3,7 | 212 | 59,7±5,1 |
| 20 | Средний кембрий — нижний ордовик, Бердь-Чумышская зона | 19 | 10 | 29—76 | 1 | 0,1—26 | 17 | 67—99 |
| 21 | То же, Прикузбасская зона Салаира | 52 | 30 | 43—71 | 5 | 3—21 | 46 | 76—96 |
| 22 | То же, Золотокитатская зона | 51 | 31 | 46—74 | 19 | 24—52 | 40 | 65—89 |
| | Всего по ассоциациям № 20—22 | 122 | 71 | 58,2±8,8 | 25 | 20,5±7,2 | 103 | 84,4±6,5 |

и Салаиру (включая докембрийскую ассоциацию Бийского выступа) и 13 — к Кузнецкому Алатау с Горной Шорией. Сравнением этих выборок с помощью критерия Вилкоксона устанавливается, что они различаются с надежностью 95%.

Общая меланократовость ($b'$ по Штейнбергу) наиболее повышена в базальтоидах верхнего докембрийского комплекса Томско-

Обской зоны, а также в кембрийских ассоциациях тех четырех зон Алтая и Горной Шории, где установлены экстремально низкий уровень *алюминия и высокие уровни железа и магния.*

Пониженную меланократовость имеют базальтоиды всех трех ассоциаций среднего кембрия — нижнего ордовика. Экстремально понижена меланократовость базальтоидов Бердь-Чумышской и Тельбесской вулканических зон, у которых 95%-ные доверительные интервалы средних укладываются в области андезито-базальтовых и андезитовых составов. Во всех остальных случаях эти доверительные интервалы заходят частью или целиком в область базальтовых составов.

Общая щелочность (*a* по Заварицкому) самая высокая в базальтоидах наименее древних (среднекембрийско-нижнеордовикских) ассоциаций области, в нескольких нижне-, среднекембрийских зонах Кузнецкого Алатау, а также в верхней докембрийской ассоциации Восточно-Кузнецкой зоны. *В общем несколько повышена щелочность* нижнепалеозойских базальтоидов Салаира.

Для базальтоидов 9 ассоциаций 95%-ные доверительные интервалы средних целиком укладываются на шкале (см. рис. 4) в самой крайней левой части поля кайнотипных базальтоидов щелочного уклона (с учетом оценок средних по меланократовости). К ним относятся все среднекембрийско-нижнеордовикские комплексы, кембрийские комплексы Золотокитатской и Шорско-Азыртальской зон и Юго-Восточной подзоны Кийско-Батеневской зоны, верхнедокембрийские ассоциации Мрасского выступа и Восточно-Кузнецкой зоны и комплекс низов енисейской серии Кузнецкоалатауско-Солгонской зоны. Учитывая завышение суммы щелочей в метабазальтоидах за счет привноса натрия при региональной альбитизации в процессе зеленокаменного перерождения, первичные уровни щелочности мы должны считать примерно на 1/15 ниже (см. гл. V). Тогда доверительные интервалы средних будут перекрывать границу полей базальтоидов нормального и щелочного уклонов. Таким образом, ни в одном из указанных девяти случаев нельзя надежно отнести базальтоидную группу к первично-щелочному уклону.

Натриевость (показатель *n* по Заварицкому) наиболее высока в базальтоидах Салаира, зоны Юго-Западного Алтая и нижнего кембрия Золотокитатской зоны. Просматривается тенденция уменьшения натриевости с запада на восток — от Алтая и Салаира к Горной Шории и Кузнецкому Алатау на всех возрастных уровнях. Статистическая проверка, подобная сделанной для калия, показала, что на востоке натриевость отличается (понижена) на доверительном уровне, близком к 95%-ному.

Окисленность железа (φ по Заварицкому) наиболее низкая в базальтоидах верхней докембрийской ассоциации Алтая (включая Бийский выступ) и кембрийских ассоциаций Алтая (кроме Северной подзоны Восточно-Алтайской зоны). Наиболее высока она в ряде зон Кузнецкого Алатау и Горной Шории и в Северной подзоне Восточно-Алтайской зоны.

Насыщенность кремнеземом (*Q* по Заварицкому) имеет наиболее низкий уровень в базальтоидах верхней докембрийской ассоциации области и нижне-, среднекембрийских ассоциаций зон Юго-Западного Алтая, Центрально-Алтайской и Золотокитатской. Во всех среднекембрийско-нижнеордовикских комплексах она повышена (до уровня насыщенных кремнеземом пород, по А. Н. Заварицкому, 1950). В кембрийских базальтоидах Тельбесской и Кожуховской зон 95%-ный доверительный интервал средних заходит в область слабо пересыщенных пород.

Железо-магниевые отношения в базальтоидах докембрийских и нижне-, среднекембрийских ассоциаций не различаются по средним в большинстве зон. В сторону повышенной железистости, судя

по статистикам табл. 3, уклоняются базальтоиды верхней докембрийской ассоциации в Мрасском выступе, базальтоиды венда (?) — кембрия Северной подзоны Восточно-Алтайской зоны, нижнего кембрия Салаира, кембрия Тельбесской и Кожуховской зон, а также всех трех выделенных комплексов среднего кембрия — нижнего ордовика.

Отметим, что распределение величины ΣFe/Mg в базальтоидной породной группе (так же, как в кислой и щелочносалической) часто асимметрично, и поэтому корректное сравнение по средним бывает невозможно. Из параметрических способов сравнения совокупностей здесь в общем более удобно сравнение долей пород с помощью разбивки каждой совокупности на два класса по одной и той же границе (превращения непрерывного распределения в альтернативное). Из табл. 5 видно, что в упомянутых выше 8 ассоциациях породы железистого уклона составляют явно больше половины от всей массы базальтоидов и в общем больше, чем в других ассоциациях.

Местное уклонение в сторону пониженной железистости проявляют базальтоиды верхнего докембрийского комплекса на западном склоне Кузнецкого Алатау.

Доля базальтоидов железистого уклона наиболее высока в среднекембрийско-нижнеордовикской ассоциации в целом.

Между нижним докембрийским комплексом, верхним докембрийским рядом ассоциаций и нижне-, среднекембрийским рядом значимого различия в этом отношении нет.

Подчеркнем, что в верхнем докембрийском комплексе Томско-Обской зоны железистость базальтоидов, несмотря на повышенную общую меланократовость, в общем не ниже, чем в нижне-, среднекембрийском ряду и нижнем докембрийском комплексе.

Крупноплощадной зональности по железистости базальтоидов не намечается.

*Кислая группа*

Кремний имеет наиболее пониженное содержание в кислых эффузивах рифейского комплекса Восточно-Кузнецкой зоны и среднекембрийско-нижнеордовикского комплекса Золотокитатской зоны (в обоих случаях кислая группа имеет щелочной уклон, см. ниже) и в кислых вулканитах нижнего — среднего кембрия Шорско-Азыртальской зоны. Наиболее высоким содержанием кремния отличаются нижнекембрийские кислые вулканиты Кожуховской зоны.

Алюминий в кислых эффузивах почти не обнаруживает надежных межзональных различий, устанавливаются только пониженный уровень алюминия в кислых эффузивах Кожуховской зоны (экстремально богатых кремнием) и повышенный — в кислых эффузивах Шорско-Азыртальской зоны (резко обедненных кремнием). По оценкам средних (см. табл. 3) и по оценкам доли высокоглиноземистых пород намечается две совокупности ассоциаций — с более низким (№ 1, 3, 4, 6, в табл. 6) и с более высоким (№ 2, 5, 7—9) уровнями глинозема. В первой совокупности высокоглиноземистыми оказываются 22 из 98 пород (22,4±8,3%), а во второй — 53 из 120 пород (44,2±8,9%), т. е. значимо больше. Первая совокупность объединяет породные группы типично кислые, с повышенным развитием вкрапленников кварца, а вторая — кислые породные группы с некоторым щелочным уклоном (см. ниже). Таким образом, уровни глиноземистости кислых породных групп разных комплексов согласованы с уровнями общей щелочности и насыщенности кремнеземом.

Суммарное железо позволяет практически отделить кислые породные группы с пониженным содержанием (комплекс низов енисейской серии Кузнецкоалатауско-Солгонской зоны, нижне-, среднекемб-

Таблица 6

*Распределение высокоглиноземистых и высокожелезистых разновидностей в кислой группе эффузивов и высокожелезистых в щелочносалической группе*

| № п. п. | Возраст и местоположение вулканических ассоциаций | Общая численность выборок | В том числе с содержанием | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | $Al_2O_3$>14 вес. % | | $f'>2m'$ | |
| | | | численность выборок | доля (95%-ный доверит. инт., %) пород | численность выборок | доля (95%-ный доверит. инт., %) пород |
| 1 | Нижний (?) — средний рифей, Кузнецкоалатауско-Солгонская зона | 37 | 10 | 14—44 | 27 | 56—86 |
| 2 | Средний (?) рифей — венд, Восточно-Кузнецкая зона . . . . | 16 | 4 | 7—52 | 16 | 79—100 |
| 3 | Венд (?) — нижний кембрий, Восточно-Алтайская зона . . . | 7 | 1 | 0,4—58 | 4 | 18—90 |
| 4 | Нижний кембрий, Салаирская зона | 54 | 10 | 9—31 | 29 | 40—67 |
| 5 | Нижний — средний кембрий, Амзасская зона . . . . . | 9 | 4 | 14—79 | 6 | 30—92 |
| 6 | Кембрий, Кожуховская зона . . | 9 | 1 | 0,3—48 | 9 | 66—100 |
| 7 | Нижний — средний кембрий, Шорско-Азыртальская зона . . . | 15 | 11 | 45—92 | 7 | 21—73 |
| 8 | Средний кембрий — нижний ордовик, Прикузбасская зона Салаира | 24 | 11 | 26—67 | 20 | 63—95 |
| 9 | Средний кембрий — нижний ордовик, Золотокитатская зона . | 41 | 18 | 28—60 | 37 | 77—97 |
| 10 | Нижний — средний кембрий, Кондомская зона . . . . . | 17 | — | — | 10 | 33—82 |
| 11 | Нижний — средний кембрий, Тельбесская зона . . . . . | 7 | — | — | 2 | 4—71 |
| 12 | Нижний кембрий, Золотокитатская зона . . . . . | 3 | — | — | 3 | 29—100 |
| 13 | Нижний — средний кембрий, Кийско-Батеневская зона . . . . | 35 | — | — | 14 | 24—58 |

рийские комплексы Амзасской и Шорско-Азыртальской зон, комплекс среднего кембрия — нижнего ордовика Прикузбасской зоны Салаира).

Трехвалентное железо дает разделение, дублирующее разделение по валовому железу, поскольку железо в кислых эффузивах в основном трехвалентное.

Магний показывает наличие кислых породных групп как с пониженным содержанием (верхний докембрийский комплекс Восточно-Кузнецкой зоны и нижне-, среднекембрийский комплекс Амзасской зоны, оба с щелочным уклоном, см. ниже), так и с повышенным (нижнекембрийский комплекс Салаира и нижне-, среднекембрийский комплекс Шорско-Азыртальской зоны).

Натрий позволяет выделить некоторые экстремальные случаи, в частности, повышенные уровни содержаний в кислых эффузивах нижнего кембрия Кожуховской зоны и верхнего кембрия — тремадока Прикузбасской зоны Салаира.

Калий имеет достоверно повышенные уровни в кислых эффузивах верхов «неметаморфической» серии докембрия и нижнего палеозоя восточных районов (Горная Шория и Кузнецкий Алатау, за исключением Кожуховской зоны) и низкие — в западных районах. В кислых эффузивах ассоциации низов енисейской серии Кузнецкоалатауско-Солгонской зоны уровень калия низок.

Титан и кальций при имеющемся объеме выборок не позволяют различать кислые породные группы разных вулканических комплексов.

Общая меланократовость позволяет выделить только отдельные резкие уклонения. Явно повышена меланократовость в нижнекемб-

рийских кислых эффузивах Салаира (дацитовый уклон) и понижена в кислых вулканитах нижнего — среднего кембрия Амзасской зоны (риолитовый уклон). В остальных случаях 95%-ные доверительные интервалы среднего перекрывают границу риолитовых и дацитовых составов ($b'=5$).

Общая щелочность кислых эффузивов повышена в тех ассоциациях восточных районов, где повышен уровень калия. Кроме того, щелочность несколько повышена в кислых лавах среднекембрийско-нижнеордовикского комплекса Прикузбасской зоны Салаира. Но только у кислых лав верхнедокембрийского комплекса Восточно-Кузнецкой зоны 95%-ный доверительный интервал среднего выходит целиком в область щелочного уклона ($a>12{,}5$).

Натриевость кислых эффузивов понижена в тех же ассоциациях восточных районов, где повышены уровень калия и общая щелочность этих пород. 95%-ные доверительные интервалы средних в этих ассоциациях укладываются в калинатровой области или пересекают границу последней с натрокалиевой. Во всех остальных случаях генеральные средние укладываются в натриевой области.

Окисленность железа резко повышена в кислых эффузивах двух ассоциаций восточных районов — верхнедокембрийской Восточно-Кузнецкой зоны и среднекембрийско-нижнеордовикской Золотокитатской. Это сопряжено с нахождением железа почти исключительно в окисно-рудной форме, с красноцветным обликом лав.

Насыщенность кремнеземом наиболее понижена в кислых вулканитах верхнедокембрийского комплекса Восточно-Кузнецкой зоны, нижне-, среднекембрийского комплексов Шорско-Азыртальской зоны и среднекембрийско-нижнеордовикского комплекса Золотокитатской зоны. Это сопряжено с повышенной общей щелочностью. Доверительные интервалы средних попадают в область пересыщенных кремнеземом пород (Заварицкий, 1950).

Железо-магниевое отношение, как намечается по средним (см. табл. 3), экстремально повышено в кислых лавах среднекембрийско-нижнеордовикского комплекса Золотокитатской зоны и наиболее понижено в кислых лавах нижнекембрийского комплекса Салаира.

Доля высокожелезистых разновидностей наиболее повышена при щелочном уклоне пород (верхний докембрийский комплекс Восточно-Кузнецкой зоны и среднекембрийско-нижнеордовикский комплекс Золотокитатской зоны). Она в общем превышает долю высокожелезистых пород среди обычных кислых эффузивов других ассоциаций и долю высокожелезистых пород в щелочносалической группе (см. табл. 6).

Пониженный уровень железистости кислых эффузивов (нижнекембрийский комплекс Салаира, нижне-, среднекембрийский комплекс Шорско-Азыртальской зоны) сопряжен с их дацитовым уклоном.

### *Щелочносалическая группа*

Кремний имеет повышенный уровень в щелочносалических вулканитах кембрия Кондомской зоны (см. табл. 4).

Алюминий не позволяет при имеющемся числе анализов различать щелочносалические вулканиты разных комплексов.

Содержание титана понижено в щелочносалических вулканитах Кондомской зоны.

Суммарного железа в щелочносалических вулканитах Кондомской зоны меньше по сравнению с Кийско-Батеневской зоной.

Трехвалентное железо в рассматриваемой группе эффузивов сохраняет тенденцию понижения от Кийско-Батеневской зоны к Кондомской.

Кальций в щелочносалических вулканитах имеет низкий уровень в Кондомской зоне, более высокий — на юго-востоке Кийско-Батеневской зоны и такой же или выше на северо-западе этой зоны и в Тельбесской зоне. В двух последних зонах повышенный уровень кальция объясняется наблюдаемой метасоматической эпидотизацией и карбонатизацией пород (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969; Белоусов, Налетов, Полякова, 1974).

Натрий имеет повышенный уровень в Юго-Восточной подзоне Кийско-Батеневской зоны и экстремально высокий — в Северо-Западной подзоне за счет практически полной альбитизации полевых шпатов (Белоусов, Налетов, Полякова, 1974).

Резко понижено содержание калия в щелочносалических вулканитах северо-западной части Кийско-Батеневской зоны за счет упомянутой альбитизации.

Общая меланократовость наиболее низка в щелочносалической группе Кондомской зоны (95%-ный доверительный интервал среднего перекрывает границу лейко- и меланотрахитовых составов). Она повышена в Юго-Восточной подзоне Кийско-Батеневской зоны (среднее укладывается в области меланотрахитов). Меланократовость щелочносалических пород Северо-Западной подзоны той же зоны и в Тельбесской зоне повышена до норм латитов в основном за счет упомянутого основного метасоматоза.

Общая щелочность рассматриваемых пород не позволяет различать изученные ассоциации. Доверительные интервалы средних укладываются в области трахитов.

Натриевость экстремально высока в Северо-Западной подзоне Кийско-Батеневской зоны (в связи с альбитизацией). Она резко ниже в Юго-Восточной подзоне (доверительный интервал среднего перекрывает границу калинатровой и натровой областей) и еще ниже в Тельбесской и Кондомской зонах (средние попадают в калинатровую и натрокалиевую области).

Окисленность железа экстремально повышена в щелочносалических вулканитах Юго-Восточной подзоны Кийско-Батеневской зоны, что сопряжено с их красноцветным обликом.

Насыщенность кремнеземом рассматриваемых вулканитов повышена в Кондомской зоне (в среднем до нормы насыщенных или слабо пересыщенных пород, по Заварицкому). В остальных случаях средние укладываются в области насыщенных и слабо насыщенных кремнеземом пород.

Железо-магниевое отношение не дает возможности по имеющимся выборкам различать вулканиты щелочносалических групп рассматриваемых ассоциаций. Оно в общем выше, чем в базальтоидных вулканитах, но ниже, чем в кислых.

Остановимся на некоторых сопоставлениях изученной рифейско-нижнепалеозойской вулканической ассоциации запада Алтае-Саян в более широком плане.

Из статистических данных (Белоусов, 1970б, 1971б) следует, что рифейско-нижнепалеозойские базальтоиды трех крупных частей Алтае-Саянской геосинклинальной провинции (Алтай, Салаир, Горная Шория; Кузнецкий Алатау; Западный Саян и Тува) не различаются существенно по уровням содержаний кремнезема и окиси титана. В геосинклинальных базальтоидах Кузнецкого Алатау содержание глинозема оказывается в общем значимо выше, чем в соответствующих базальтоидах Западного Саяна и Тувы, а содержание калия — выше, чем в последних, и выше, чем в древних геосинклинальных базальтоидах Алтая, Салаира и Горной Шории.

В целом рифейско-нижнепалеозойские базальтоиды Алтае-Саянской провинции выделяются в Урало-Саянской геосинклинальной системе по-

ниженным уровнем кремнезема и повышенным — титана при отсутствии существенного отличия по глинозему (Белоусов, 1971а).

Кислая группа эффузивов рифея — нижнего палеозоя западной части Алтае-Саянской провинции отличается от соответствующей группы эффузивов юго-восточной части (Западный Саян, Тува) повышенными уровнями глинозема и калия и пониженными — магния и натрия (Белоусов, Налетов, Полякова, 1972).

Базальтоиды рифея — нижнего палеозоя Алтае-Саянской провинции в целом отличаются от базальтоидов девоно-нижнекаменноугольной Обь-Зайсанской геосинклинальной системы запада этой провинции (Рудный и Горный Алтай) повышенным уровнем титана при отсутствии существенных отличий по кремнезему и глинозему (Белоусов, 1971а).

Кислые эффузивы рифея — нижнего палеозоя запада Алтае-Саян (Алтай, Салаир, Горная Шория, Кузнецкий Алатау) отличаются от средне-, верхнепалеозойских кислых эффузивов Обь-Зайсанской и Джунгаро-Балхашской геосинклинальных систем повышенным в общем содержанием железа и натрия и пониженным — калия (Белоусов, Налетов, Полякова, 1972).

Статистики, на которых основываются вышеуказанные заключения, приведены в табл. 32 и 34 (гл. VII).

От ассоциаций кайнозойских вулканических архипелагов, которые обычно считаются аналогами геосинклинальных систем прошлого, ассоциация базальтоидов рифея и нижнего палеозоя Алтае-Саян в целом отличается более низким содержанием кремнезема и глинозема (т. е. повышенной меланократовостью) и повышенной титанистостью (Белоусов, 1970б, 1971а). Кислые эффузивы рифея и нижнего палеозоя Алтае-Саян отличаются от кислой группы эффузивов тех же вулканических архипелагов и мезокайнозойских геосинклиналей Кавказа и Карпат пониженным уровнем глинозема и кальция и повышенным — железа и натрия.

Уместно высказать некоторые замечания о возможных аналогиях химизма рифейско-нижнепалеозойских вулканических комплексов Алтае-Саянской провинции с составами, свойственными вулканическим ассоциациям подвижных поясов, материковых и океанических кратонов.

Подавляющее большинство этих комплексов имеет петрохимический профиль, обычный для вулканических серий подвижных поясов, так называемый известково-щелочной. Это доказывается присутствием нормальных кислых эффузивов, лейкократовой тенденцией базальтоидов, развитием базальтоидов высокоглиноземистого и низкотитанистого уклонов. Таковы нижний докембрийский комплекс Кузнецкоалатауско-Солгонской зоны и почти все нижнепалеозойские комплексы.

Отдельные ассоциации уклоняются по общей химической композиции в сторону так называемых толеитовых серий — базальтовых, без повышенной щелочности (первичной) и глиноземистости, с повышенным содержанием титана. Таковы нижне- и среднекембрийская ассоциации Прикатунской и верхнедокембрийский комплекс Томско-Обской зон. В последних ассоциациях не удается усмотреть полной аналогии или специфической близости состава с современными толеитовыми сериями океанов. В обеих наших ассоциациях фактически одинаковы содержание валового железа, а также магния и калия. Для метабазальтов верхней докембрийской ассоциации отмечено (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969), что по содержанию железа и калия они превосходят океанические толеиты, а по магнию уступают им. По содержаниям всех силикатных компонентов (исключая кальций и натрий, нестабильные при зеленокаменном перерождении эффузивов) рассматриваемые метабазальтовые ассоциации оказываются ближе к траппам — толеитам материковых платформ (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969). Это, на наш взгляд, не дает серьезных оснований для вывода о «платформенной»

или «квазиплатформенной» природе рассматриваемых вулканических формаций, но хорошо увязывается с предположением (см. гл. I) о формировании их в условиях коры, близкой к материковой.

Изложенные сравнительные петрохимические данные в той или иной мере использованы в главах V, VI, VIII при обсуждении вопросов классификации и петрогенеза вулканических формаций.

## *НАПРАВЛЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ СОСТАВОВ ВНУТРИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ*

Принимая рабочее предположение о существенной независимости (автономии) базальтоидной, кислой и щелочносалической породных групп, мы должны различать две конкретные задачи при анализе смены составов внутри вулканических комплексов:

1) выявление направленной смены и изменения количественного соотношения породных групп в изучаемом комплексе;

2) выявление направленной смены составов пород внутри каждой породной группы.

При детальном описании вулканических комплексов (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969; Белоусов, Налетов, Полякова, 1974) были выявлены латеральные различия между разными частями вулканических зон (подзонами и т. д.). Конкретная природа этих различий, как и различий между соседними зонами, остается в основном неопределенной, и они представляются случайными с точки зрения известных геологических особенностей этих участков.

По нашим петрохимическим данным, различия между частями вулканической зоны могут проявляться в изменении соотношений между объемами базальтоидной и салической групп (нижний кембрий Салаирской зоны, нижний — средний кембрий Кийско-Батеневской зоны и др.). Различия составов внутри зон могут касаться любой породной группы и любого из основных петрохимических показателей. Они могут затрагивать или немногие петрохимические показатели (как в базальтоидах Северо-Западной и Юго-Восточной подзон Кийско-Батеневской зоны и в разных частях Томско-Обской зоны), или значительное число показателей (Талицкая и Прикатунская подзоны Центрально-Алтайской зоны, Южная и Северная подзоны Восточно-Алтайской зоны и др.; см. табл. 2). В этом смысле границы между внутризональными и межзональными различиями условны.

Интересна в петрогенетическом смысле стратиграфическая смена составов внутри вулканических комплексов.

Из описаний, приведенных в главе I, можно было заметить, что салические эффузивы чаще появляются не в нижней, а в средней и верхней частях разреза вулканических комплексов. В ряде комплексов, включающих салические эффузивы, последние развиты в основном в верхней половине разрезов (верхний докембрийский комплекс Восточно-Кузнецкой зоны, нижнекембрийский комплекс Салаира, нижне- и среднекембрийский комплексы Кондомской зоны, среднекембрийско-нижнеордовикские комплексы Прикузбасской зоны Салаира и Золотокитатской зоны, нижне-, среднекембрийская ассоциация Юго-Восточной подзоны Кийско-Батеневской зоны). Следовательно, можно говорить о некотором запаздывании появления и развития салических эффузий по сравнению с базальтоидными. Однако такое запаздывание необязательно. В вендско (?)-кембрийском комплексе Восточно-Алтайской зоны главная масса кислых вулканических продуктов находится в нижней части разреза, главная масса базальтоидов — выше их. Вероятно, с кислых эффузивов начинаются нижнекембрийские излияния в Западной (Мрасской) подзоне Шорско-Азыртальской зоны (Белоусов, Кочкин,

Полякова, 1969). Во всех случаях в пределах вулканических зон, где появляются салические продукты, обнаруживается их переслаивание с базальтоидными, что говорит об одновременных и чередующихся выбросах тех и других. Таким образом, реальная смена пород базальтоидной группы салическими не сводится к той простой и регулярной последовательности, которая обозначается понятиями гомодромной и антидромной тенденций смены этих породных групп, которые являются сугубо статистическими последовательностями. Заметим, что такой характер последовательностей хорошо увязывается с представлением о породных группах как существенно независимых совокупностях. Предпочтительное запаздывание салических эффузий удовлетворительно объясняется с энергетических позиций, в рамках представлений о вертикальной миграции фронтов магмообразования в магматическом цикле (гл. VIII).

Возрастная эволюция составов внутри породных групп улавливается лишь в немногих случаях. Эти случаи относятся к базальтоидной группе.

Так, в верхнем докембрийском комплексе Катунского, Бийского и Мрасского выступов подсовокупность лав, уверенно относимых к верхней части комплекса, отличается от лав нижней части несколько повышенной насыщенностью кремнеземом (по показателю Заварицкого $Q$; Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969). В нижне-, среднекембрийских комплексах Кийско-Батеневской зоны снизу вверх уменьшается меланократовость базальтоидов (Белоусов, Налетов, Полякова, 1974). Здесь перед нами направленность типа гомодромной.

В других случаях прослеживается эволюция в меланократовом направлении (антидромная).

В базальтоидах нижнекембрийского комплекса Золотокитатской зоны в опорном разрезе единисской свиты по р. Золотому Китату от нижней части к верхней повышается уровень магния (Белоусов, Налетов, Полякова, 1974). В базальтоидах Прикузбасской зоны Салаира от среднего к верхнему кембрию и тремадоку наблюдается повышение содержания магния и общей меланократовости (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969; Налетов, 1970). В среднекембрийско-нижнеордовикском комплексе Золотокитатской зоны снизу вверх отмечается повышение в базальтоидах содержания железа и титана (Налетов, 1970; Белоусов, Налетов, Полякова, 1974).

В других случаях статистическая проверка не устанавливает направленного изменения петрохимического состава базальтоидных лав внутри комплексов от нижних частей их разрезов к верхним. Например, направленное петрохимическое изменение не обнаружено в кембрийских комплексах зоны Юго-Западного Алтая, Центрально- и Восточно-Алтайской, Кондомской и Амзасской зон как по частным, так и по объединенным выборкам анализов, отобранных из нижних и верхних частей всех этих комплексов (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969).

Эти данные показывают, что внутри вулканических комплексов области направленная смена состава базальтоидов от начала к концу накопления не всегда ощутима и в принципе противоречива. При этом материал по рассматриваемой области не дает основания считать, что более предпочтительно одно из направлений — гомодромное или антидромное. Истолкование обеих тенденций возможно на основе представления о вертикальной миграции фронта базальтоидного магмообразования (гл. VIII).

Интересно, что в среднекембрийско-нижнеордовикских комплексах усиление роли кислых вулканических продуктов идет параллельно с повышением меланократовости базальтоидов; это один из аргументов против того, что эти кислые эффузивы представляют конечный резуль-

тат гомодромной эволюции базальтоидов в данном цикле вулканизма.

Для салических лав последовательного изменения составов внутри рассматриваемых вулканических комплексов не замечено.

### *ЗАВИСИМОСТИ МЕЖДУ ПЕТРОХИМИЧЕСКИМИ ПОКАЗАТЕЛЯМИ РАЗНЫХ ПОРОДНЫХ ГРУПП, ВХОДЯЩИХ В СЛОЖНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ*

Здесь мы коснемся двух вопросов:

1) существует ли заметное систематическое различие по химизму между базальтоидами чисто базальтоидных, базальтоидно-кислых и базальтоидно-щелочносалических комплексов области;

2) имеется ли заметная сопряженность между одноименными петрохимическими характеристиками разных породных групп, входящих в базальтоидно-салические вулканические комплексы.

По соотношению оценок средних, приведенных в табл. 3, не выявляются уклонения химизма чисто базальтоидных ассоциаций от базальтоидов, сопровождаемых кислыми эффузивами. Намечается только, что в чисто базальтоидных ассоциациях в общем ниже уровень калия по сравнению с теми базальтоидами, которые ассоциируют с кислыми и щелочносалическими вулканитами. Эта зависимость отражает уже упомянутую крупноплощадную зональность содержаний калия в базальтоидах области.

Несколько отличаются базальтоиды, сопровождаемые щелочносалическими эффузивами, от тех, которые присутствуют в чисто базальтоидных и базальтоидно-кислых комплексах. В первых в общем повышено содержание алюминия и понижено содержание суммарного железа и магния. В них отмечается также повышение степени насыщенности кремнеземом по сравнению со средним уровнем в чисто базальтоидных ассоциациях.

По расчетам ранговой корреляции, между оценками средних для базальтоидов и салических эффузивов 13 сложных ассоциаций области наметилась сопряженность (прямая) только для калия (коэффициент ранговой корреляции Спирмена $\rho^s = 0{,}48$ при $\rho^s_{05} = 0{,}56$). По остальным петрохимическим показателям, учтенным в табл. 2—4, существенной зависимости между салическими и базальтоидными эффузивами не намечается.

Следует подчеркнуть, что и отмеченная связь по калию между эффузивами салических и базальтоидной групп не является сильной, т. е. отнюдь не обязательна. Салические эффузивы щелочного уклона обычно сопровождаются базальтоидами без признаков повышенной щелочности. Таковыми, например, оказались базальтоиды всех комплексов, где имеются щелочносалические вулканиты. Такие петрохимические соотношения трудно объяснимы с позиций прямой комагматичности салических магм с базальтоидными и говорят в пользу существенной независимости непосредственных источников их вещества (гл. VIII).

* * *

Изложенные в этой главе данные показывают, что при сравнительном изучении вулканических ассоциаций разного ранга весьма полезна развернутая система петрохимических оценок, которая включает в себя главные породообразующие элементы, их отношения и основные нормативные комбинации. Это важно подчеркнуть потому, что сравнительный петрохимический анализ во многих работах сводится к слиш-

ком ограниченным оценкам (чаще всего по суммарной щелочности), при которых основная часть петрохимической информации теряется.

Выработан и апробирован практически вариант классификации составов вулканических пород и их совокупностей (ассоциаций) на петрохимической основе, по возможности согласованный с существующей петрографической практикой, учитывающий вторичные особенности химизма палеотипных эффузивов и обеспечивающий увязку состава последних с кайнотипными. Разграничение классов составов пород и классификация составов совокупностей пород проводятся с соблюдением требования однозначности, т. е. формализованы.

Петрохимические оценки и сравнения составов вулканических комплексов, а также разных их комбинаций (ассоциаций более крупных рангов) выполнены на основе математико-статистических методов, причем отобраны наиболее простые и быстрые, но практически достаточно эффективные способы одномерных оценок, при которых петрохимические показатели не обезличиваются. Статистические оценки по этим конкретным показателям весьма интересны для магматической и метаморфической петрологии древних вулканических формаций.

При оценках и сравнениях состава вулканических комплексов и ассоциаций более крупного ранга за основу взяты некоторые элементарные парагенезы пород, названные породными группами. Последние представляют собой квазиоднородные совокупности пород, устойчиво разделяемые математико-статистическими признаками резкой неоднородности распределения составов (бимодальность и др.). Практически они выделяются с учетом этих признаков и комплексного анализа геолого-петрографических данных и, как показывает ряд проведенных сравнительных исследований, очень удобны не только для сравнений, но и для типизации состава формаций в целом. Классификация и номенклатура составов основываются при этом на наблюдаемом качественном составе и количественном соотношении породных групп, статистических оценках петрохимического состава каждой породной группы.

При сопоставлении составов базальтоидной и салических породных групп вулканических комплексов на примере Алтае-Саянской области прослеживается крупноплощадная зональность, выраженная в повышении уровня калия и уменьшении натриевости с запада на восток, в сторону Сибирской платформы. Устанавливается повышенная щелочность базальтоидов и салических пород среднего кембрия и нижнего ордовика, завершающих вулканизм нижнепалеозойского геосинклинального этапа на изученной территории.

Общая петрохимическая композиция изученных вулканических комплексов не выходит за рамки составов, свойственных вулканическим формациям подвижных поясов вообще. Здесь нет ассоциаций, которые специфически близко соответствовали бы океаническим. Петрохимический профиль этих комплексов отвечает составу формаций областей с более развитой корой.

Между базальтоидной и салической группами пород в рассматриваемых вулканических комплексах, как правило, не обнаруживается прямой корреляции по петрохимическим показателям, что является одним из признаков существенной независимости их исходного вещества.

# *СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ПО ПЕРВИЧНЫМ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИМ ПРИЗНАКАМ ЛАВ*

## *ДАННЫЕ О СОСТАВЕ ГЛАВНЫХ ПЕРВИЧНЫХ МИНЕРАЛОВ*

Из основных первичных минералов в базальтоидах наиболее сохранился реликтовый клинопироксен, гораздо реже — первичный плагиоклаз. Встречаются реликты первичной роговой обманки. Оливин и предполагаемый в некоторых случаях ортопироксен всегда нацело замещены.

Плагиоклазы в реликтах вкрапленников базальтоидов, по данным кристаллооптических замеров разных исследователей (Белоусов, Велинский, Кочкин, 1965; Царев, 1967; Пешехонов, 1969; Налетов, Сидоренко, 1969; Белоусов, Налетов, Полякова, 1974, и др.), представлены в основном лабрадором и андезином.

Реликтовые олигоклазы зафиксированы в кислых и щелочносалических вулканитах рифея — нижнего палеозоя в Кузнецком Алатау (Царев, 1967; Налетов, 1970) и в единичных случаях — в более западных районах.

Ввиду редкости реликтов плагиоклазов сравнительное статистическое изучение их состава между комплексами затруднено.

Клинопироксены вкрапленников в базальтоидах имеют значительные вариации кристаллооптических свойств (рис. 5; Царев, 1967; Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969; Пешехонов, 1969, и др.), указывающие на довольно широкий диапазон их составов. Химические анализы клинопироксенов (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969) и новые анализы, выполненные на электронном микрозонде (Белоусов, Лаврентьев, Налетов, Полякова, Поспелова, 1974), показывают, что состав пироксенов варьирует от диопсид-авгитов с магниевой тенденцией до салитов.

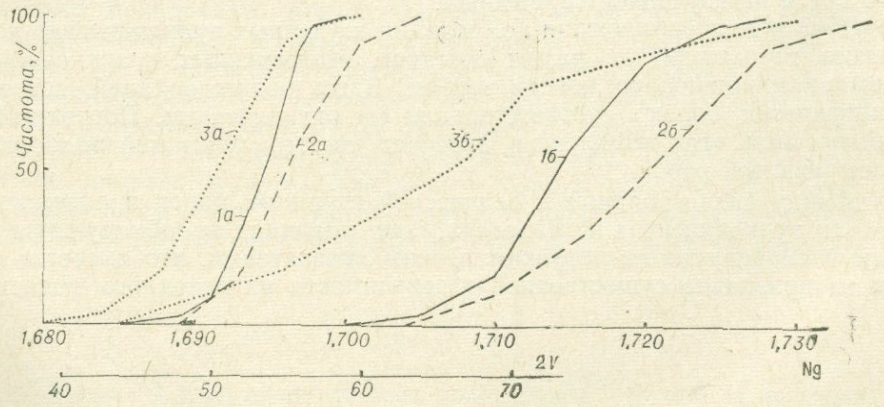



*Рис. 5.* Кумуляты оптических констант клинопироксенов из пород базальтоидной группы.

Рифей — нижний ордовик Кузнецкого Алатау: *1а* — углы 2*V* (85 зам.); *1б* — *Ng* (85 зам.). Нижний — средний кембрий Кондомской, Мрасской и Амзасской зон Горной Шории: *2а* — углы 2*V* (44 зам.); *2б* — *Ng* (30 зам.). Рифей — нижний ордовик Горного Алтая, Салаирского кряжа и кембрий Тельбесской зоны Горной Шории: *3а* — углы 2*V* (182 зам.); *3б* — *Ng* (83 зам.).

Клинопироксены из вкрапленников в ортофирах (нижний ордовик Золотокитатской зоны; Налетов, 1970) по оптике ($Ng$=1,728—1,734, $Np$=1,698—1,704) отвечают железистым разностям.

Роговые обманки во вкрапленниках базальтоидов и салических вулканитов представлены зелеными, зелено-бурыми и бурыми разновидностями.

Оптические замеры реликтовых роговых обманок в базальтоидах показали $Ng$=1,682—1,690, $Np$=1,664—1,669, $2V$=—85° (в Золотокитатской зоне; Белоусов, Налетов, Полякова, 1974). В роговых обманках кислых вулканитов (нижний кембрий Золотокитатской зоны) получены замеры $Ng$=1,686—1,669, $Np$=1,646—1,660, в ортофире $Ng$=1,686, $Np$=1,695 (нижний ордовик Золотокитатской зоны; Белоусов, Налетов, Полякова, 1974).

В субвулканическом ортофире из нижнего ордовика встречен арфведсонит с $Ng$=1,699 и $Np$=1,695 (Налетов, 1970).

Реликтовые щелочные полевые шпаты встречаются во вкрапленниках и микролитах щелочносалических вулканитов и кислых вулканитов щелочного уклона и очень редко — в кислых метаэффузивах нормальной щелочности.

Во вкрапленниках ортофиров кембрия Тельбесской зоны установлены по координатам и углам оптических осей ортоклаз, нерешетчатый микроклин и анортоклаз (Синяков, 1970). В ортофирах кембрия на юго-востоке Кийско-Батеневской зоны по показателям преломления, координатам и углам оптических осей установлены анортоклазы (Царев, 1967).

Анортоклазы и ортоклаз-микропертиты зафиксированы по иммерсионным замерам в вулканитах кислой группы (щелочного уклона) ордовика Золотокитатской зоны (Налетов, Сидоренко, 1969).

Реликтовые щелочные полевые шпаты неуточненного состава встречаются также в щелочносалических лавах кембрия Кондомской зоны.

### *СИСТЕМА СРАВНИТЕЛЬНЫХ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ*

Первичные петрографические признаки, включаемые в обычные сравнительные описания формаций вулканических пород, очень многочисленны. Они касаются особенностей лавовых и субвулканических, а также туфовых и других вулканито-обломочных пород.

Относительная ценность разных признаков зависит от целей исследования. Например, при феноменологическом (фациальном) анализе древних извержений важны структурно-текстурные особенности пирокластических пород и текстурные особенности лав (флюидальность, такситовость, пузыристость). При относительных оценках составов вулканических комплексов и исследовании вопросов магматической петрологии основное внимание приходится обращать на первичную минералогию и микроструктуру лав (из лавовых залежей и обломков), а также субвулканитов.

Целевая особенность петрографической работы в наших исследованиях (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969; Белоусов, Налетов, Полякова, 1974) заключалась в том, чтобы найти удобную и эффективную систему показателей для комплексного сравнительного петрографического описания древних эффузивных комплексов на статистической основе. Для этого практически пригодны далеко не все признаки, а только те, которые поддаются быстрому и точному измерению или однозначной качественной фиксации. В частности, оказались эффективными такие легко определяемые в шлифах признаки, как максимальные размеры зерен и простейшие количественные соотношения минералов-вкрапленников (по преобладанию).

Были использованы следующие группы петрографических признаков:

1) качественный состав наборов (парагенезов) первичных минералов во вкрапленниках;

2) соотношения объемов и размеров первичных минералов во вкрапленниках;

3) валовое объемное содержание вкрапленников;

4) габитус вкрапленников;

5) соотношение объемов бывшего стекла и микролитов и некоторые другие структурные особенности основных масс;

6) объемное содержание и размеры бывших газовых полостей (миндалин).

Кристаллооптическое и химическое сравнение первичных минералов между комплексами можно провести лишь для лучше сохранившейся фазы — клинопироксена, как показано в упомянутой выше работе (Белоусов, Лаврентьев, Налетов и др., 1974).

Остановимся на результатах статистических оценок и сравнений по отдельным первичным петрографическим признакам.

### *СОСТАВ НАБОРА ПЕРВИЧНЫХ МИНЕРАЛОВ*

В метавулканитах практически сохраняет значение в качестве сравнительного показателя лишь первичный состав минералов во вкрапленниках, который удается достаточно надежно восстановить по реликтам, по форме псевдоморфоз и по характерному составу последних. Первичный минеральный состав основных масс обычно нацело утерян, и к тому же в этих тонких агрегатах трудно использовать форму и состав псевдоморфоз для установления характера первичных фаз (например, в метабазальтоидах стекло и темноцветные микролиты обычно замещены одинаковым вторичным агрегатом).

Состав набора минералов-вкрапленников был широко использован при выяснении различий между смежными вулканическими комплексами (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969; Белоусов, Налетов, Полякова, 1974).

Данные для базальтоидной и кислой групп по всему ряду изученных ассоциаций приведены в табл. 7 и 8. Видно, что обычное качественное разделение порфиритов на пироксеновые, пироксен-плагиоклазовые, плагиоклазовые и другие и порфиров на кварцевые, кварц-плагиоклазовые, плагиоклазовые и т. д. приобретает определенный сравнительный интерес при его статистическом использовании. Устанавливаемые различия между одноименными группами лав (базальтоидными, кислыми или щелочносалическими) указывают в этом случае на неодинаковый ход кристаллизации расплавов, который зависит от их химического состава, насыщенности летучими компонентами и продвинутости кристаллизации. При истолковании этих различий необходимо иметь в виду, что продвинутость кристаллизации, а иногда и водонасыщенность магмы влияют на набор вкрапленников настолько сильно (гл. VIII), что теряется возможность судить по нему об особенностях валового силикатного состава расплава. И действительно, статистические различия в качественном составе вкрапленников базальтоидов разных комплексов (см. табл. 7) не согласованы с различиями тех же базальтоидов по общей меланократовости или по каким-либо другим петрохимическим показателям (см. табл. 2).

В отдельных случаях качественный набор вкрапленников все-таки позволяет судить о некоторых особенностях валового состава. По данным табл. 8, совокупности кислых лав разных комплексов нетрудно расположить в ряд по убыванию встречаемости пород, содержащих во

вкрапленниках кварц (один и вместе с полевым шпатом). При сравнении с петрохимическими данными по кислым лавам тех же комплексов (см. табл. 3) можно заметить, что этот ряд в общем отвечает снижению уровня пересыщенности кремнеземом и повышению общей щелочности. Таким образом, встречаемость кварца во вкрапленниках позволяет судить о нещелочном или щелочном уклоне кислой группы лав. Этому благоприятствует то обстоятельство, что порфировость (и следовательно, продвинутость кристаллизации) кислых лав в общем невелика и обычно не обнаруживает заметных различий между разными комплексами.

Появление темноцветных минералов во вкрапленниках кислых лав (см. табл. 8) мало согласуется с петрохимическими уровнями общей меланократовости (см. табл. 3).

Более определенно указывают на особенности валового состава лав количественные (хотя бы выраженные в простейшей шкале) соотношения первичных минералов во вкрапленниках.

Сравнивая данные табл. 2 и 8, можно видеть, что повышенная встречаемость порфиритов с объемным соотношением темноцветные $\geqslant$ $\geqslant$ плагиоклаз* соответствует совокупности базальтового уклона, а резко пониженная — группам лейкобазальтоидного уклона. Перевес темноцветных над плагиоклазом во вкрапленниках говорит об избытке фемических составляющих против нормы, которая нужна для одновременной (котектической) кристаллизации клинопироксена и плагиоклаза из расплава (гл. VIII). Эта норма в некоторых ограниченных пределах меняется при изменении интенсивных факторов (температура, давление, летучие), но в сходных условиях избыток темноцветных или плагиоклаза определяется составом силикатной части расплава.

Как показали подсчеты на наших материалах (Белоусов, Налетов, Полякова, 1974), породы с соотношением пироксен $\geqslant$ плагиоклаз во вкрапленниках в 158 случаях из 164 (91,6—98,5%) отвечают по общей меланократовости базальтам.

Сопряженность между общей меланократовостью (при разбивке на классы $b' \leqslant 20$ и $b' > 20$) и объемным соотношением пироксена и плагиоклаза во вкрапленниках (при принятой двухклассной разбивке) оказалась умеренно сильной ($\chi^2 = 98{,}9$, $k = 0{,}44$; по выборке численностью в 519 химически анализированных пород).

В одном случае (верхняя докембрийская ассоциация на западном склоне Кузнецкого Алатау) породы с соотношением темноцветные $\geqslant$ $\geqslant$ плагиоклаз во вкрапленниках оказались редки при явно базальтовом составе породной группы. Объяснение этому факту дает установленный здесь аномально повышенный уровень глинозема. Последний должен был способствовать предпочтительной высадке плагиоклаза из расплавов уже в начале кристаллизации (порфировость пород в данном случае невысока).

Метабазальты составляют значительную часть пород изученной области с соотношением пироксен $<$ плагиоклаз во вкрапленниках. Базальты с избыточным плагиоклазом, как известно, довольно часты в кайнотипных ассоциациях подвижных поясов и нередки в трапповых комплексах. Обнаружены они и среди океанических базальтов (плагиоклазовые толеиты; Shido, Miyashiro, 1971).

Преобладание кварца над полевым шпатом во вкрапленниках говорит о явном избытке кремнезема в магме над кварцево-полевошпатовой эвтектикой. Этот избыток тоже (при выравненных условиях) определяется исходным валовым составом расплава. По нашим данным, для

---

* В число учитываемых пород входят все порфировые породы с содержаниями любого из указанных минералов как отличными от нуля, так и нулевыми.

*Распределение пород базальтоидной группы, выделенных по некоторым первичным*

| № пп. | Возраст и местоположение вулканических ассоциаций | Порфириты, содержащие только темноцветные* | | | Порфириты, содержащие только плагиоклаз | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | численность выборок | численность данного класса | доля (95%-ный доверит. инт., %) пород | численность выборок | численность данного класса | доля (95%-ный доверит. инт., %) пород |
| 1 | Нижний (?) — средний рифей, Кузнецко-алатауско-Солгонская зона | 144 | 0 | 0—3 | 144 | 52 | 28—45 |
| 2 | Средний (?) рифей — венд, Катунский выступ | 50 | 5 | 3—22 | 50 | 24 | 34—63 |
| 3 | То же, Баратальский выступ | 34 | 0 | 0—10 | 34 | 7 | 9—38 |
| 4 | То же, Центрально-Салаирский выступ | 29 | 5 | 6—36 | 29 | 13 | 26—64 |
| 5 | То же, Бийский выступ | 42 | 8 | 9—34 | 42 | 18 | 28—59 |
| 6 | То же, Мрасский выступ | 83 | 5 | 2—13 | 83 | 46 | 44—67 |
| 7 | То же, западный склон Кузнецкого Алатау | 23 | 0 | 0—15 | 23 | 15 | 43—84 |
| | Всего по ассоциациям № 2—7 | 261 | 23 | 5—12 | 261 | 123 | 16—26 |
| 8 | То же, Восточно-Кузнецкая зона | 164 | 9 | 3—11 | 164 | 63 | 31—46 |
| 9 | Кембрий, зона Юго-Западного Алтая | 22 | 2 | 1—29 | 22 | 14 | 41—83 |
| 10 | Нижний — средний кембрий, Центрально-Алтайская зона, Прикатунская подзона | 69 | 10 | 7—25 | 69 | 13 | 10—30 |
| 11 | Венд (?) — нижний кембрий, Восточно-Алтайская зона | 112 | 21 | 12—28 | 112 | 40 | 27—46 |
| 12 | Нижний кембрий, Салаирская зона | 84 | 1 | 0—7 | 84 | 37 | 33—55 |
| 13 | Нижний — средний кембрий, Амзасская зона | 25 | 6 | 9—45 | 25 | 0 | 0—14 |
| 14 | Кембрий, Кожуховская зона | 65 | 2 | 0,4—11 | 65 | 4 | 2—15 |
| 15 | Нижний — средний кембрий, Шорско-Азыртальская зона | 108 | 1 | 0—5 | 108 | 29 | 18—35 |
| 16 | Нижний — средний кембрий, Комдонская зона | 47 | 12 | 14—40 | 47 | 8 | 8—31 |
| 17 | То же, *Тельбесская зона* | 31 | 0 | 0—11 | 31 | 4 | 4—30 |
| 18 | Нижний кембрий, Золотокитатская зона | 46 | 0 | 0—8 | 46 | 7 | 6—28 |
| 19 | Нижний — средний кембрий, Кийско-Батеневская зона | 143 | 34 | 17—31 | 143 | 5 | 1,4—10 |
| 20 | Средний кембрий — нижний ордовик, Бердь-Чумышская зона | 31 | 0 | 0—11 | 31 | 5 | 6—34 |
| 21 | То же, Прикузбасская зона Салаира | 122 | 1 | 0—5 | 122 | 45 | 28—46 |
| 22 | То же, Золотокитатская зона | 275 | 4 | 0,4—4 | 275 | 121 | 38—50 |

* Темноцветные вкрапленники представлены обычно клинопироксеном.
** Над чертой — западные подзоны, под чертой восточные.
*** Учтены только данные автора по кембрию.

кислых эффузивов устанавливается значимая сопряженность между перенасыщенностью кремнеземом (классы $Q \leqslant 35$ и $Q > 35$) и объемным соотношением кварца и полевого шпата во вкрапленниках ($\chi^2 = 7{,}42$, $k = 0{,}26$; по выборке в 114 пород; Белоусов, Налетов, Полякова, 1974).

Таким образом, количественное соотношение и иногда набор минералов-вкрапленников позволяют судить о важных особенностях первичного валового состава пород (и расплавов). Для метаэффузивов это особенно важно, так как дает возможность прокорректировать выводы о первичном составе, делаемые по химическим анализам этих измененных пород.

*петрографическим признакам*

| во вкрапленниках | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| плагиоклаз и темноцветные совместно | | | темноцветные > плагиоклаз по объему | | | Лавы афанитовые и микропорфировые | | | Лавы с бывшим значительным содержанием стекла | | |
| численность выборок | численность данного класса | доля (95%-ный доверит. инт., %) пород | численность выборок | численность данного класса | доля (95%-ный доверит. инт., %) пород | численность выборок | численность данного класса | доля (95%-ный доверит. инт., %) пород | численность выборок | численность данного класса | доля (95%-ный доверит. инт., %) пород |
| 144 | 92 | 55—72 | 151 | 2 | 0,2—5 | 159 | 24 | 10—21 | 151 | 88 | 48—64 |
| 50 | 21 | 28—57 | 40 | 11 | 15—44 | | | | | | |
| 34 | 27 | 62—91 | 34 | 5 | 5—31 | | | | | | |
| 29 | 11 | 21—58 | 28 | 12 | 24—63 | | | | | | |
| 42 | 16 | 26—59 | 42 | 14 | 20—50 | | | | | | |
| 83 | 32 | 29—50 | 66 | 15 | 11—28 | | | | | | |
| 23 | 8 | 16—57 | 23 | 0 | 0—15 | | | | | | |
| 261 | 115 | 38—50 | 233 | 57 | 19—30 | 304 | 100 | 28—38 | 315 | 143 | 40—51 |
| 164 | 92 | 48—64 | 162 | 26 | 12—25 | 183 | 25 | 7—20 | 174 | 99 | 50—65 |
| 22 | 6 | 11—50 | 12 | 1 | 0,2—38 | 13 | 4 | 9—61 | 12 | 2 | 2—48 |
| 69 | 46 | 54—77 | 64 | 24 | 25—49 | 82 | 22 | 18—38 | 80 | 39 | 38—60 |
| 112 | 51 | 36—55 | 72 | 35 | 37—60 | 136 | 16 | 8—19 | 126 | 57 | 33—5 |
| 84 | 46 | 44—66 | 83 | 10 | 6—22 | 104 | 22 | 14—30 | 49** | 35 | 57—83 |
| | | | | | | | | | 41 | 18 | 28—60 |
| 25 | 19 | 55—91 | 25 | 19 | 55—91 | 25 | 0 | 0—14 | 24 | 16 | 45—84 |
| 65 | 59 | 79—95 | 66 | 9 | 6—25 | 66 | 0 | 0—6 | 61 | 45 | 61—84 |
| 108 | 78 | 64—81 | 109 | 22 | 13—28 | 122 | 8 | 3—12 | 51** | 37 | 58—64 |
| | | | | | | | | | 46 | 27 | 43—77 |
| 47 | 27 | 42—72 | 47 | 29 | 46—76 | 49 | 7 | 6—28 | 24 | 11 | 26—69 |
| 31 | 27 | 70—96 | 27 | 3 | 2—29 | 31 | 0 | 0—11 | 29 | 17 | 39—75 |
| 46 | 39 | 71—93 | 46 | 9 | 9—34 | 46 | 1 | 0,1—12 | 45 | 18 | 26—56 |
| 143 | 105 | 66—82 | 142 | 58 | 33—49 | 134 | 2 | 0,2—6 | 144 | 55 | |
| 31 | 26 | 66—94 | 31 | 0 | 0—11 | 34 | 8 | 11—41 | 12*** | 4 | 10—62 |
| 122 | 76 | 54—71 | 127 | 6 | 2—10 | 135 | 26 | 13—26 | 68*** | 34 | 38—23 |
| 275 | 150 | 48—60 | 150 | 21 | 10—23 | 312 | 68 | 17—26 | 36*** | 29 | 64—66 |

## *ПЕРВИЧНЫЕ МИКРОСТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЛАВ*

При сравнении совокупностей лавовых пород из микроструктурных признаков наиболее важны признаки, относящиеся к вкрапленникам. Некоторые из этих признаков тесно сопряжены с валовым составом лав, другие определяются в основном внешними условиями кристаллизации. К первым относится, в частности, соотношение размеров главных минералов во вкрапленниках.

Расчетами (Белоусов, Налетов, Полякова, 1974) была установлена умеренно сильная прямая сопряженность между объемным соотношением

Таблица 8

*Распределение пород кислой группы, выделенных по некоторым первичным петрографическим признакам*

| № п.п. | Возраст и местоположение вулканических ассоциаций | Порфиры, содержащие во вкрапленниках: только кварц | | | плагиоклаз без кварца* | | | плагиоклаз и кварц совместно* | | | темноцветные совместно с кварцем или плагиоклазом | | | кварц⩾плагиоклаз | | | Вулканиты афанитовые и микропорфировые | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | численность выборок | численность данного класса | доля (95%-ный доверит. инт., %) пород | численность выборок | численность данного класса | доля (95%-ный доверит. инт., %) пород | численность выборок | численность данного класса | доля (95%-ный доверит. инт., %) пород | численность выборок | численность данного класса | доля (95%-ный доверит. инт., %) пород | численность выборок | численность данного класса | доля (95%-ный доверит. инт., %) пород | численность выборок | численность данного класса | доля (95%-ный доверит. инт., %) пород |
| 1 | Нижний (?) — средний рифей, Кузнецкоалатауско-Солгонская зона | 129 | 10 | 4—15 | 129 | 41 | 24—40 | 129 | 79 | 52—69 | 129 | 5 | 1—10 | 129 | 54 | 35—53 | 139 | 18 | 8—21 |
| 2 | Средний (?) рифей — венд, Восточно-Кузнецкая зона . . . . | 26 | 0 | 0—13 | 26 | 25 | 80—10 | 26 | 0 | 0—13 | 26 | 10 | 20—60 | 26 | 0 | 0—13 | 32 | 8 | 11—43 |
| 3 | Венд (?) — нижний кембрий, Восточно-Алтайская зона . . . . . | 29 | 0 | 0—12 | 29 | 8 | 13—47 | 29 | 21 | 53—87 | 29 | 4 | 4—32 | 29 | 13 | 26—64 | 29 | 4 | 4—32 |
| 4 | Нижний кембрий, Салаирская зона . | 83 | 3 | 1—10 | 83 | 25 | 20—40 | 83 | 55 | 55—76 | 83 | 14 | 9—27 | 83 | 44 | 42—64 | 87 | 11 | 6—21 |
| 5 | Нижний — средний кембрий, Амзасская зона . . . . . | 17 | 2 | 1—36 | 17 | 7 | 16—62 | 17 | 8 | 23—72 | 17 | 1 | 0,1—29 | 16 | 6 | 15—65 | 17 | 2 | 1—36 |
| 6 | Кембрий, Кожуховская зона . . . | 27 | 0 | 0—13 | 27 | 0 | 0—13 | 27 | 27 | 87—100 | 27 | 20 | 54—89 | 27 | 18 | 46—84 | 27 | 0 | |
| 7 | Нижний — средний кембрий, Шорско-Азыртальская зона . . . . . | 27 | 2 | 0,9—24 | 27 | 23 | 66—96 | 27 | 2 | 0,9—24 | 27 | 9 | 16—54 | 27 | 2 | 0,9—24 | 40 | 20 | 22—47 |
| 8 | Средний кембрий — нижний ордовик, Прикузбасская зона Салаира . . | 56 | 0 | 0—7 | 56 | 38 | 55—80 | 56 | 18 | 20—46 | 56 | 15 | 16—41 | 56 | 0 | 0—7 | 59 | 11 | 10—31 |
| 9 | То же, Золотокитатская зона . . | 130 | 0 | 0—3 | 130 | 122** | 87—97 | 130 | 8** | 3—13 | 130 | 58 | 36—53 | 130 | 0 | 0—3 | 172 | 46 | 20—34 |

* В некоторых случаях — с примесью *темноцветных минералов*.
** Иногда вместе с плагиоклазом или вместо него присутствует анортоклаз.

вкрапленников пироксена и плагиоклаза (в принятой двухклассной разбивке) и соотношением максимальных размеров вкрапленников тех же минералов в шлифе (в аналогичной двухклассной разбивке). Полученные статистики: $\chi^2=258{,}9$, $k=0{,}55$ (по 872 породам).

Аналогичный результат получен для кислых вулканитов (классы кварц$\geqslant$плагиоклаз и кварц$<$плагиоклаз; $\chi^2=28{,}2$, $k=0{,}37$; объем выборки 205 пород).

Таким образом, соотношение максимальных размеров вкрапленников указанных минералов в шлифе можно использовать вместо соотношения объемов (на подсчет которых требуется в несколько раз больше времени) для суждения о первичных особенностях валового состава относительной меланократовости совокупностей базальтоидов, а также об относительной степени пересыщения кремнеземом и общей щелочности кислых пород.

Расчет линейных корреляций между максимальными размерами клинопироксена и плагиоклаза, с одной стороны, и содержанием силикатных компонентов — с другой (Белоусов, Налетов, Полякова, 1974) подтверждает, что рост первовыделений клинопироксена ускоряется при повышенных валовых содержаниях магния и кальция и общей меланократовости, а рост первовыделений плагиоклаза — при повышенном содержании алюминия и натрия.

Статистическое сравнение распределений наибольших размеров клинопироксена и плагиоклаза в порфиритах с помощью критерия Вилкоксона и теста медианы показало, что клинопироксен в общем превосходит по размерам плагиоклаз (ассоциации 13 и 14 на рис. 6, 7) или не уступает ему (№ 10, 11, 19) в тех же самых случаях, когда повышены встречаемость пород с преобладанием клинопироксена во вкрапленниках (см. табл. 8) и общая меланократовость. Таким образом, по соотношению размеров пироксена и плагиоклаза удается выделить группы базальтоидов повышенной меланократовости. Это выделение, однако, иногда может оказаться ошибочным. Так, пироксен не уступает по размерам плагиоклазу в лейкобазальтоидах кембрийской ассоциации Тельбесской зоны (15). Уклонение в последнем случае можно связать с далеко прошедшей кристаллизацией, выраженной в необычно высоком содержании вкрапленников (см. рис. 11) и аномально повышенном содержании воды в магме (Green, 1972; Eggler, 1972), на что указывают присутствие амфибола и обилие вкрапленников пироксена.

Сравнение распределений наибольших размеров кварца и полевых шпатов в порфирах (рис. 8) свидетельствует о том, что кварц превосходит по размерам плагиоклаз или не уступает ему, а если и уступает, то очень слабо при нормально кислом составе, сильно пересыщенном кремнеземом (ассоциации № 1, 3, 4, 7 на рис. 8; ср. с табл. 2). При повышении щелочности лав (ассоциации № 2, 5, 6, 8, 9) кварц уступает по размерам полевому шпату. Таким образом, соотношение размеров кварца и полевого шпата, так же как и соотношение объемов этих минералов во вкрапленниках, позволяет судить об относительных уровнях перенасыщенности кремнеземом и щелочности кислых эффузивов.

Соотношение максимальных размеров пироксена и плагиоклаза, кварца и полевого шпата позволяет также судить о том, с какого из минералов начиналась кристаллизация в тех порфировых породах, где названные минералы присутствуют совместно.

Замечены (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969; Белоусов, Налетов, Полякова, 1974) различия между базальтоидами, а также кислыми и щелочносалическими лавами разных комплексов по степени удлиненности вкрапленников плагиоклаза. Удлиненность оценивалась в шлифах величиной отношения длины к толщине в зоне второй кристаллографической оси, в наиболее удлиненном вкрапленнике.

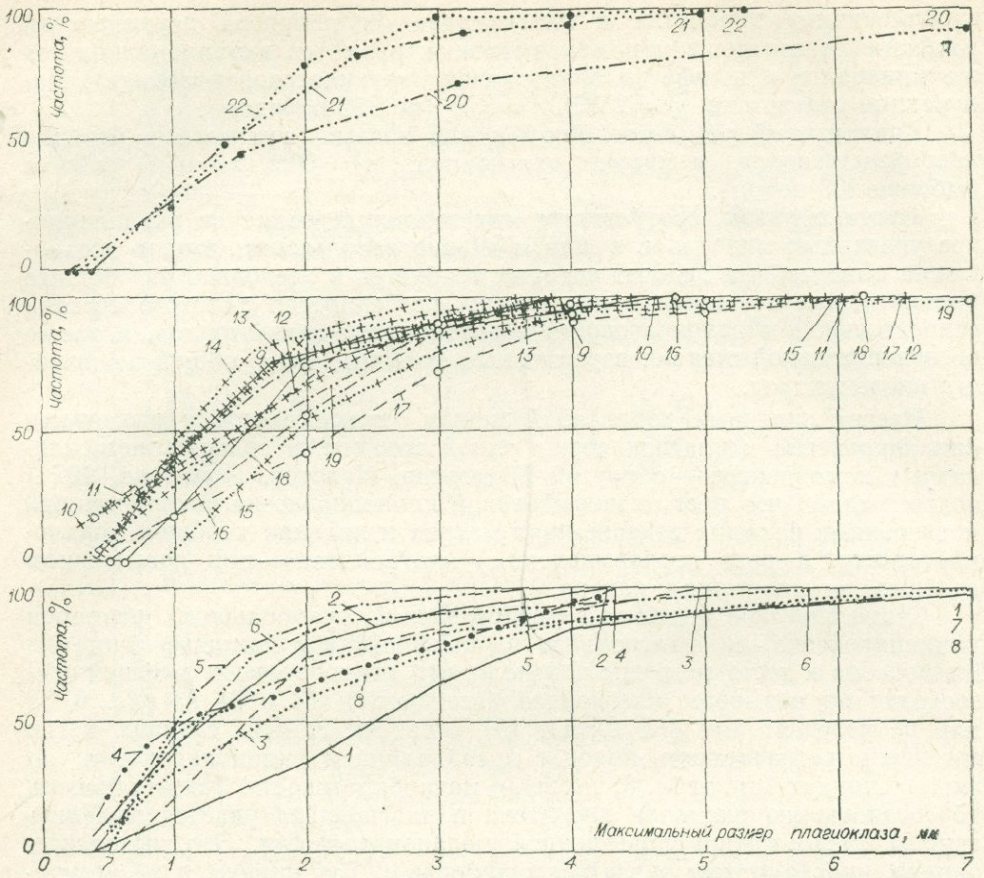



*Рис. 6.* Распределение максимальных размеров плагиоклаза в порфиритах.

Ассоциации: *1* — нижний (?) — средний рифей, Кузнецкоалатауско-Солгонская зона (149 шл.); *2—7* — *средний (?) рифей — венд, Томско-Обская зона (2* — *Катунский выступ, 53 шл.; 3* — *Баратальский* выступ, 34 шл.; *4* — Центрально-Салаирский выступ, 29 шл.; *5* — Бийский выступ, 42 шл.; *6* — Мрасский выступ, 60 шл.; *7* — западный склон Кузнецкого Алатау, 23 шл.); *8* — средний (?) рифей — венд, Восточно-Кузнецкая зона (164 шл.); *9* — кембрий, зона Юго-Западного Алтая (9 шл.); *10* — нижний — средний кембрий, Центрально-Алтайская зона (67 шл.); *11* — венд (?) — нижний кембрий, Восточно-Алтайская зона (65 шл.); *12* — нижний кембрий, Салаирская зона (94 шл.); *13* — нижний — средний кембрий, Кондомская зона (20 шл.); *14* — нижний — средний кембрий, Амзасская зона (25 шл.); *15* — нижний — средний кембрий, Тельбесская зона (29 шл.); *16* — нижний — средний кембрий, Шорско-Азыртальская зона (109 шл.); *17* — нижний кембрий, Золотокитатская зона (46 шл.); *18* — кембрий, Кожуховская зона (65 шл.); *19* — нижний — средний кембрий, Кийско-Батеневская зона (139 шл.); *20* — средний кембрий (?) — нижний ордовик, Бердь-Чумышская зона (31 шл.); *21* — средний кембрий — нижний ордовик, Прикузбасская зона Салаира (122 шл.); *22* — средний кембрий — нижний ордовик, Золотокитатская зона (275 шл.).

Больше других удлинен габитус плагиоклазов в базальтоидах верхней докембрийской ассоциации, а также в некоторых кембрийских комплексах (9, 10, 17 на рис. 9).

Было установлено (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969), что удлиненность вкрапленников плагиоклаза в базальтоидах коррелируется с содержанием в породах кальция и нормативной анортитовой извести (положительно) и натрия (отрицательно). Таким образом, с ростом натрий-кальциевого отношения в расплаве вкрапленники плагиоклаза становятся изометричнее. Та же тенденция прослежена в сторону салических пород, в которых плагиоклазы вкрапленников наименее удлинены (рис. 10).

Учитывая эти зависимости, можно судить об относительных первичных уровнях анортитовости базальтоидов. В частности, можно полагать, что базальтоиды верхней докембрийской ассоциации первично не имели щелочного (натриевого) уклона.

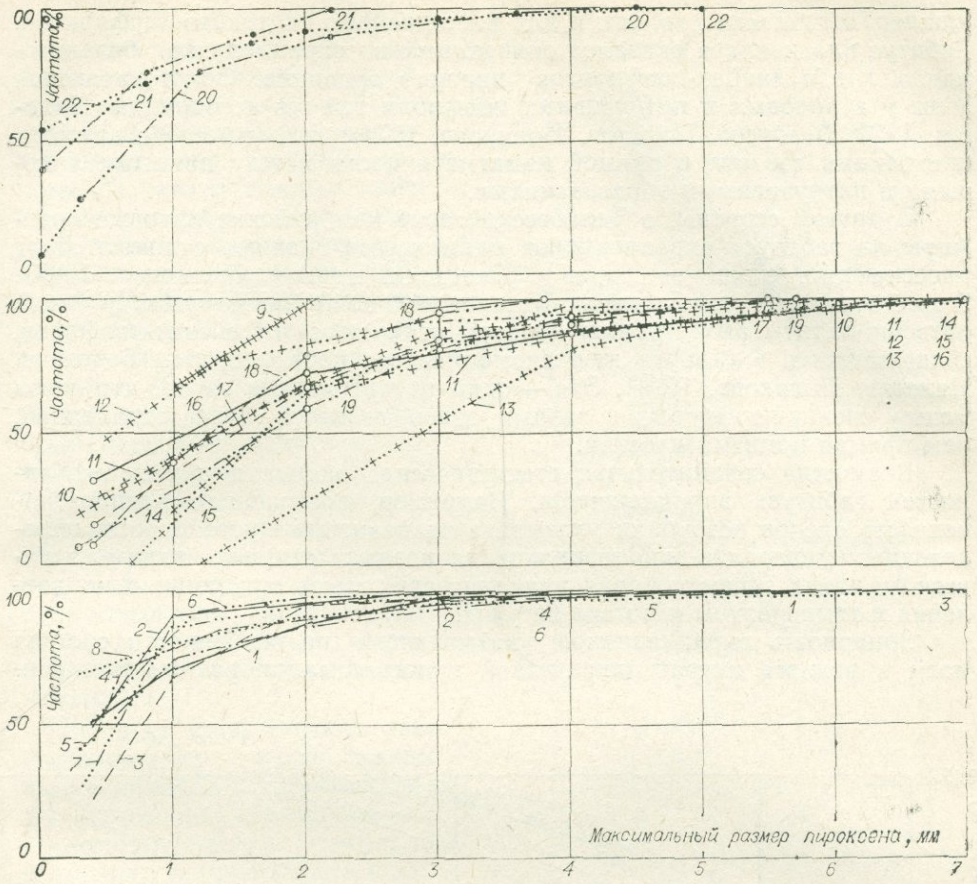



*Рис. 7.* Распределение максимальных размеров клинопироксена в порфиритах. Усл. об. и численности выборок см. на рис. 6.

В значительной мере, однако, габитус магматических плагиоклазов зависит от режима кристаллизации. Смена более изометричных плагиоклазов более удлиненными с увеличением скорости охлаждения хорошо известна по петрографическим наблюдениям (в ряду структур от габбровой до диабазовой и в морфологическом ряду от вкрапленников до микролитов и кристаллитов), а также по экспериментальным данным (от кристаллов медленного роста к закалочным).

По расчетам, сделанным для порфиритов кембрия (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969), удлиненность плагиоклазов отрицательно скоррелирована с общим содержанием вкрапленников ($r = -0{,}47$ при $r_{0,5} = 0{,}23$; объем выборки — 71 порода). Так как содержание вкрапленников, несомненно, является стохастической функцией от продолжительности (и, следовательно, от глубины начала кристаллизации), то и удлиненность вкрапленников плагиоклаза при указанной корреляции является некоторым дополнительным показателем относительной глубины начала кристаллизации вулканических базальтоидов. В нашем случае можно полагать, что значительная часть базальтоидных магм в упомянутых выше комплексах с удлиненными вкрапленниками плагиоклаза оставалась в состоянии перегрева до приповерхностных уровней коры.

Удлиненность плагиоклаза вкрапленников может быть полезна при увязке лавовых и субвулканических пород в качестве образований, прямо комагматичных между собой.

Так, в Бердь-Чумышской зоне было замечено (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969), что шестоватые вкрапленники характерны как для

нижнепалеозойских лав, так и для рассекающих их диабаз-порфиритов. Габитус плагиоклаза оказался одинаковым во вкрапленниках базальтоидных лав и диабаз-порфиритов нижнего ордовика Золотокитатской зоны и в лавовых и интрузивных порфирах той же ассоциации (Налетов, 1970; Белоусов, Налетов, Полякова, 1974). Это вместе с другими признаками говорит о прямой комагматичности между данными лавовыми и интрузивными образованиями.

С другой стороны, в Тельбесской зоне кембрийские лавовые ортофиры по габитусу вкрапленников плагиоклаза значимо отличаются от рассекающих сиенит-порфиров (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969). В юго-восточной части Кийско-Батеневской зоны лавовые кембрийские ортофир-латиты аналогичным образом отличаются от сиенит-порфиров, содержащихся в гальках нижнекембрийского конгломерата (Белоусов, Налетов, Полякова, 1974). Это — один из аргументов за то, что связь между сиенит-порфирами и лавами здесь является более отдаленной, чем прямая комагматическая.

Возможна сравнительная статистическая оценка и других особенностей габитуса вкрапленников. Например, повышенная распространенность следов резорбции указывает на понижение устойчивости определенных минералов-вкрапленников на поздних стадиях интрателлурического этапа существования вулканических магм при понижении давления и температуры и потере летучих.

Зональность вкрапленников, указывающую на особенности состава магм и режима интрателлурической кристаллизации разных комплек-

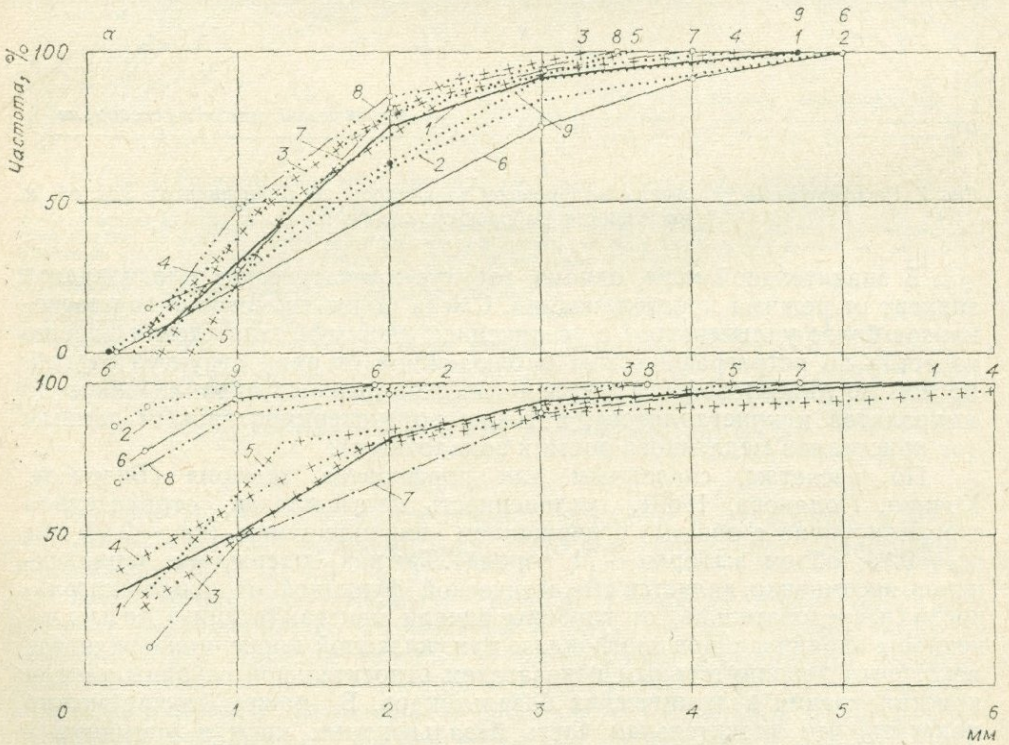



*Рис. 8.* Распределение максимальных размеров плагиоклаза (*а*) и кварца (*б*) в порфирах кислой группы.

Ассоциации: *1* — нижний (?) — средний рифей, Кузнецкоалатауско-Солгонская зона (109 шл.); *2* — средний (?) рифей — венд, Восточно-Кузнецкая зона (21 шл.); *3* — венд (?) — нижний кембрий, Восточно-Алтайская зона (29 шл.); *4* — нижний кембрий, Салаирская зона (80 шл.); *5* — нижний — средний кембрий, Амзасская зона (16 шл.); *6* — нижний — средний кембрий, Шорско-Азыртальская зона (25 шл.); *7* — кембрий, Кожуховская зона (52 шл.); *8* — средний кембрий — нижний ордовик, Прикузбасская зона (57 шл.); *9* — средний кембрий — нижний ордовик, Золотокитатская зона (63 шл.).

сов, редко удается использовать при сравнительном статистическом изучении метаэффузивов, так как вторичное изменение во многих породах уничтожило всякие следы зональности кристаллов. Отметим для примера, что в кислых лавах верхнего кембрия Прикузбасской зоны Салаира следы зональности вкрапленников плагиоклаза редки, в то время как в нижнекембрийских кислых лавах этого кряжа они встречаются чаще. Можно полагать, что во втором случае в расплавах было несколько повышено начальное отношение анортитовой к альбитовой составляющей, что благоприятствовало образованию зональных вкрапленников; это согласуется с петрохимическими данными (см. табл. 3). Не исключено, что отличались и режимы кристаллизации.

Общая порфировость лав, оцениваемая содержанием вкрапленников в объеме породы (за вычетом объема бывших пустот-миндалин), суммарно выражает продвинутость кристаллизации магмы до ее излияния на интрателлурическом этапе.

Значительные различия по содержанию вкрапленников устанавливаются между базальтоидами разных комплексов. Оно наиболее низко в базальтоидах верхней докембрийской ассоциации (2—8 на рис. 11). В нижнепалеозойских комплексах порфировость в общем выше, но варьирует от невысоких (9, 10, 11, 12) до высоких уровней (14, 15).

Среднекембрийско-нижнеордовикские комплексы выделяются в ряду нижнепалеозойских комплексов пониженной порфировостью. Пониженная порфировость отличает в целом также нижнепалеозойские базальтоиды полосы, объединяющей Алтай и Салаирский кряж.

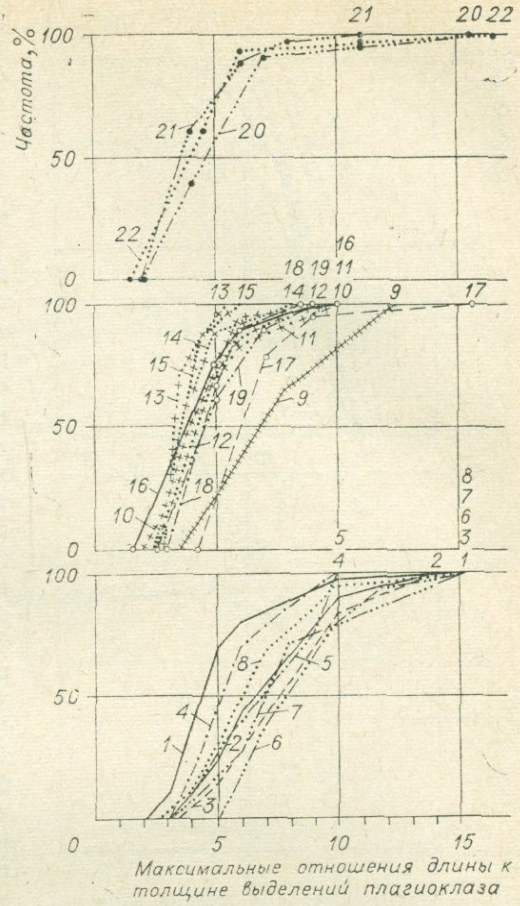



*Рис. 9.* Распределение максимальных отношений длины к толщине вкрапленников плагиоклаза в порфиритах.

Ассоциации: *1* — нижний (?) — средний рифей, Кузнецкоалатауско-Солгонская зона (122 шл.); *2—7* — средний (?) рифей — венд, Томско-Обская зона (*2* — Катунский выступ, 31 шл.; *3* — Баратальский выступ, 32 шл.; *4* — Центрально-Салаирский выступ, 25 шл.; *5* — Бийский выступ, 23 шл.; *6* — Мрасский выступ, 31 шл.; *7* — западный склон Кузнецкого Алатау, 13 шл.); *8* — средний (?) рифей — венд, Восточно-Кузнецкая зона (124 шл.); *9* — кембрий, зона Юго-Западного Алтая (11 шл.); *10* — нижний — средний кембрий, Центрально-Алтайская зона (55 шл.); *11* — *венд (?) — нижний кембрий*, Восточно-Алтайская зона (53 шл.); *12* — нижний кембрий, Салаирская зона (83 шл.); *13* — нижний — средний кембрий, Кондомская зона (17 шл.); *14* — нижний — средний кембрий, Амзасская зона (30 шл.); *15* — нижний — средний кембрий, Тельбесская зона (31 шл.); *16* — нижний — средний кембрий, Шорско-Азыртальская зона (16 шл.); *17* — нижний кембрий, Золотокитатская зона (41 шл.); *18* — кембрий, Кожуховская зона (51 шл.); *19* — нижний — средний кембрий, Кийско-Батеневская зона (94 шл.); *20* — средний кембрий (?) — нижний ордовик, Бердь-Чумышская зона (30 шл.); *21* — средний кембрий — нижний ордовик, Прикузбасская зона Салаира (120 шл.); *22* — средний кембрий — нижний ордовик, Золотокитатская зона (266 шл.).

Заметной корреляции между уровнем порфировости базальтоидов, *с одной стороны, и их меланократовостью и общей щелочностью*, с другой, на изученном материале не улавливается. По этим главным петрохимическим показателям, более порфировые ассоциации от более

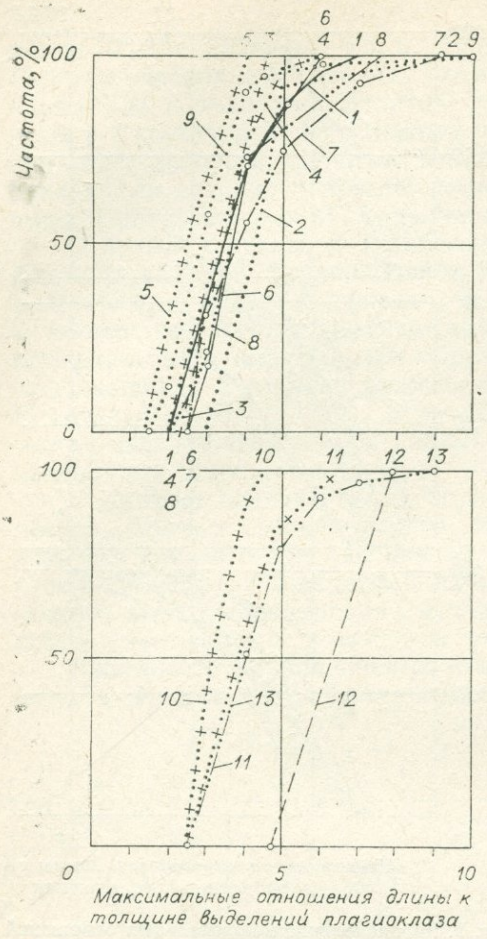



*Рис. 10.* Распределение максимальных отношений длины к толщине вкрапленников плагиоклаза в порфирах.

*1—9* — кислая группа; *10—13* — щелочносалическая. Ассоциации: *1* — нижний (?) — средний рифей, Кузнецкоалатауско-Солгонская зона (71 шл.); *2* — средний (?) рифей — венд, Восточно-Кузнецкая зона (14 шл.); *3* — венд (?) — нижний кембрий, Восточно-Алтайская зона (24 шл.); *4* — нижний кембрий, Салаирская зона (72 шл.); *5* — нижний — средний кембрий, Амзасская зона (11 шл.); *6* — нижний — средний кембрий, Шорско-Азыртальская зона (18 шл.); *7* — кембрий, Кожуховская зона (31 шл.); *8* — средний кембрий — нижний ордовик, Прикузбасская зона Салаира (48 шл.); *9* — средний кембрий — нижний ордовик, Золотокитатская зона (63 шл.); *10* — нижний — средний кембрий, Кондомская зона (34 шл.); *11* — нижний — средний кембрий, Тельбесская зона (22 шл.); *12* — нижний кембрий, Золотокитатская зона (5 шл.); *13* — нижний — средний кембрий, Кийско-Батеневская зона (43 шл.).

афанитовых регулярного отличия не имеют, хотя это не означает, что общая порфировость совсем не связана с химизмом лав (гл. VIII).

По-видимому, сильнее любого другого фактора на порфировость влияет режим подъема магм в вулканическую фацию. Ускоренный, незатрудненный подъем магм, с малыми задержками на верхних уровнях и сохранением перегрева должен предохранять их от кристаллизации. Порфировость, таким образом, может служить косвенным показателем обобщенной скорости подъема вулканических магм. Она также может использоваться вместе с другими признаками при определении феноменологического типа древних извержений. В частности, слабая порфировость и другие петрографические особенности базальтоидов, свидетельствующие о повышенной скорости подъема магм, а также геологические особенности (гл. I) согласованно свидетельствуют о том, что при формировании верхней докембрийской вулканической ассоциации на всей площади ее распространения господствовал массовый лавово-трещинный тип извержений. Этот режим извержений базальтоидов, выдержанный на большой площади, возможно, сопряжен с особым геодинамическим состоянием (повышенной проницаемостью) тектоносферы на этой площади.

Порфировость салических вулканитов разных комплексов большей частью выдерживается на одинаковом низком уровне (рис. 12). Единичные уклонения в сторону повышенной порфировости отмечены как для кислой (3), так и щелочносалической (11) породных групп. Между кислой и щелочносалической группами лав в целом разница по общей порфировости не устанавливается.

Многочисленные различия между одноименными породными группами лав улавливаются по микроструктурным особенностям основных масс. Сравнительными признаками служат распространенность структурных типов основных масс, степень бывшей стекловатости их (для вулканитов базальтоидной, кислой и щелочносалической групп) и степень удлиненности микролитов плагиоклаза (для базальтоидов) и др.

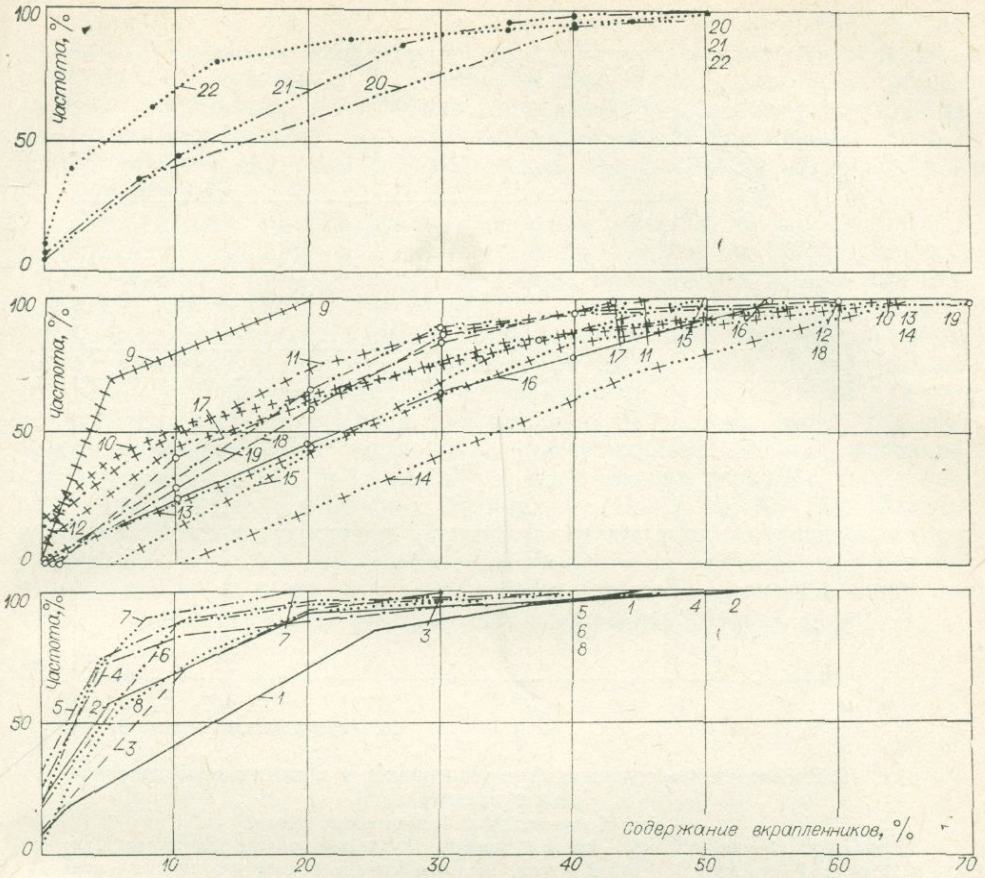



*Рис. 11.* Распределение содержаний вкрапленников в базальтоидных лавах.

Ассоциации: *1* — нижний (?) — средний рифей, Кузнецкоалатауско-Солгонская зона (159 шл.); *2—7* — средний (?) рифей — венд, Томско-Обская зона (*2* — Катунский выступ, 72 шл.; *3* — Бараталь-ский выступ, 37 шл.; *4* — Центрально-Салаирский выступ, 32 шл.; *5* — Бийский выступ, 62 шл.; *6* — Мрасский выступ, 73 шл.; *7* — западный склон Кузнецкого Алатау, 31 шл.); *8* — средний (?) рифей — венд, Восточно-Кузнецкая зона (194 шл.); *9* — кембрий, зона Юго-Западного Алтая (13 шл.); *10* — нижний — средний кембрий, Центрально-Алтайская зона (82 шл.); *11* — венд (?) — нижний кембрий, Восточно-Алтайская зона (83 шл.); *12* — нижний кембрий, Салаирская зона (107 шл.); *13* — нижний — средний кембрий, Кондомская зона (21 шл.); *14* — нижний — средний кембрий, Амзасская зона (25 шл. ); *15* — нижний — средний кембрий, Тельбесская зона (22 шл.); *16* — нижний — средний кембрий, Шорско-Азыртальская зона (112 шл.); *17* — нижний — средний кембрий, Золотокитатская зона (46 шл.); *18* — кембрий, Кожуховская зона (66 шл.); *19* — нижний кембрий, Кийско-Батеневская зона (145 шл.); *20* — средний кембрий (?) — нижний ордовик, Бердь-Чумышская зона (34 шл.); *21* — средний кембрий — нижний ордовик, Прикузбасская зона Салаира (133 шл.); *22* — средний кембрий — нижний ордовик, Золотокитатская зона (312 шл.).

Намечаются различия между комплексами по встречаемости тех или иных структурных типов основных масс в метаэффузивах (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969; Белоусов, Налетов, Полякова, 1974), хотя обычно нельзя доказать надежности этих различий из-за отсутствия строгих границ между типами микроструктур.

Достаточно четко фиксируется появление в основных массах таких характерных элементов, как вариоли в базальтоидах и сферолиты в салических вулканитах. Элементы вариолитовой структуры заметно развиты в кембрийской базальтоидной ассоциации зоны Юго-Западного Алтая. Частой встречаемостью сферолитов отличаются нижнекембрийские кислые вулканиты Кожуховской зоны.

В метабазальтоидах достаточно четко удается отделить структуры с бывшим существенным присутствием стекла (апогиалиновую, апогиалопилитовую, апогиалоофитовую) от структур почти или полнокристаллических (микродиабазовой, интерсертальной, пилотакситовой и

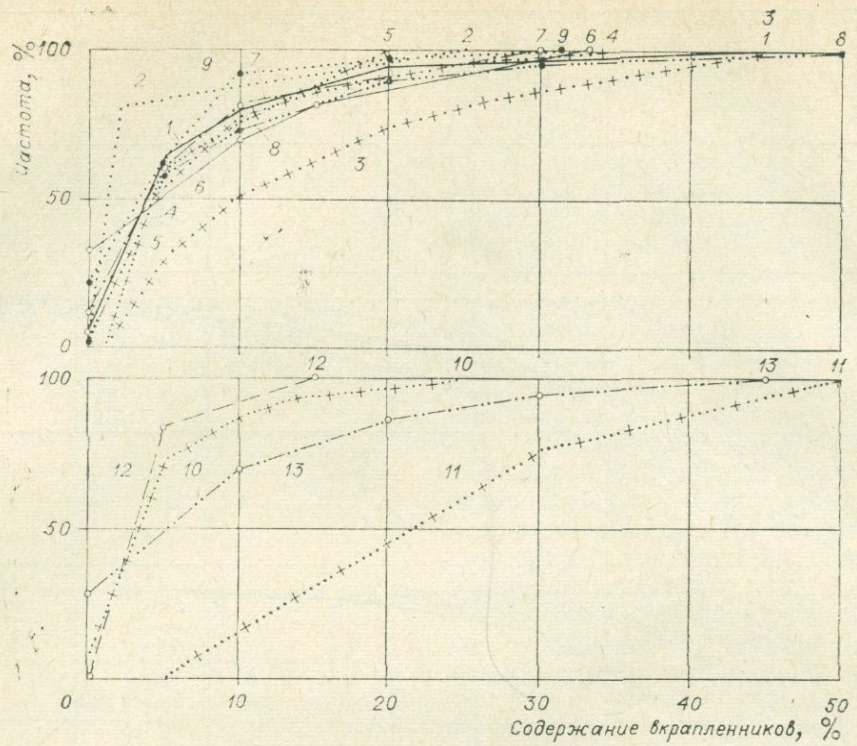



*Рис. 12.* Распределение содержаний вкрапленников в кислых и щелочносалических вулканитах.

*1—9* — кислая группа; *10—13* — щелочносалическая.

Ассоциации: *1* — нижний (?) — средний рифей, Кузнецкоалатауско-Солгонская зона (115 шл.); *2* — средний (?) рифей — венд, Восточно-Кузнецкая зона (32 шл.); *3* — венд (?) — нижний кембрий, Восточно-Алтайская зона (29 шл.); *4* — нижний кембрий, Салаирская зона (87 шл.); *5* — нижний — средний кембрий, Амзасская зона (17 шл.); *6* — нижний — средний кембрий, Шорско-Азыртальская зона (39 шл.); *7* — кембрий, Кожуховская зона (59 шл.); *8* — средний кембрий — нижний ордовик, Прикузбасская зона Салаира (57 шл.); *9* — средний кембрий — нижний ордовик, Золотокитатская зона (172 шл.); *10* — нижний — средний кембрий, Кондомская зона (45 шл.); *11* — нижний — средний кембрий, Тельбесская зона (32 шл.); *12* — нижний кембрий, Золотокитатская зона (12 шл.); *13* — нижний — средний кембрий, Кийско-Батеневская зона (67 шл.).

т. п.). Если это разделение проведено достаточно однообразно (например, одним и тем же исследователем при большом практическом навыке), то подсчет встречаемости пород со структурами первой группы (бывшими существенно стекловатыми) дает представление об относительной степени раскристаллизации базальтоидов разных комплексов в вулканической фации.

Встречаемость бывших существенно стекловатых базальтоидных лав относительно невысока в верхнем докембрийском комплексе Томско-Обской зоны и в нескольких нижнепалеозойских комплексах (№ 9, 11, 18, 19 в табл. 7). Во всех этих ассоциациях широко развиты крупные лавовые покровы (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969; Белоусов, Налетов, Полякова, 1974), благоприятные, как известно, для сравнительно полной раскристаллизации лав.

Встречаемость бывших стекловатых разновидностей явно повышена в базальтоидах нижнего кембрия западных подзон Салаирской и Шорско-Азыртальской зон, кембрия Кожуховской зоны и среднего — верхнего кембрия Золотокитатской зоны. Во всех этих случаях в изученных разрезах господствуют обломочные продукты базальтоидов. Повышенная стекловатость лав говорит о том, что они формировались

в условиях особо быстрого застывания, которому могли способствовать малые мощности потоков на склонах вулканических конусов, глыбовое сложение потоков, надводные условия извержения и особенно обилие лавовых эксплозий (обстановка извержений, близкая к гавайскому или стромболианскому типу). Таким образом, статистические данные о стекловатости лав можно использовать при расшифровке типов древних извержений.

Особенности микроструктур основных масс, а также текстурные особенности (бывшая пузыристость и др.) важны и при разделении пород лавовой и субвулканической фаций, залегающих в виде как первичных залежей, так и отторженцев.

Существенно стекловатые базальтоиды разных комплексов иногда четко различаются габитусом микролитов плагиоклаза. Визуально выделяются породы с волокнистыми структурами основных масс (за счет длиннолейстовых микролитов плагиоклаза) и с навитовыми (за счет короткопризматических микролитов плагиоклаза). Разная встречаемость указанных рисунков основных масс помогает различать базальтоиды смежных вулканических комплексов (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969; Белоусов, Налетов, Полякова, 1974). Короткие формы микрокристаллов, по-видимому, образованы на некоторой глубине при медленном остывании, т. е. являются, по существу, мелкой фракцией вкрапленников. Длиннолейстовые формы — это кристаллы лавовой фации.

# *СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЭФФУЗИВНЫХ АССОЦИАЦИЙ ПО ПЕТРОГРАФИЧЕСКИМ ПРИЗНАКАМ ВТОРИЧНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ*

## *ДАННЫЕ О СОСТАВЕ ГЛАВНЫХ ВТОРИЧНЫХ МИНЕРАЛОВ*

Во вторичных минеральных ассоциациях изученных метаэффузивов участвуют вторичные плагиоклазы, хлориты, карбонаты, минералы кремнезема, окислы и гидроокислы железа, минералы группы эпидота, вторичные амфиболы, серицит и мусковит, пренит, пумпеллиит, сфен и лейкоксены, биотит и темные гидрослюды, антигорит-дженкинсит.

Вторичные плагиоклазы морфологически легко подразделяются на псевдоморфозные, замещающие плагиоклазы вкрапленников и микролитов, и инкрустационные, участвующие в выполнении полостей в эффузивах (миндалины и др.).

Вторичные плагиоклазы псевдоморфоз представлены обычно альбитами номеров 0—10 и изредка кислыми олигоклазами номеров 11—16 (Белоусов, Велинский, Кочкин, 1965; Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969; Налетов, Сидоренко, 1969; Белоусов, Налетов, Полякова, 1974). Вторичные олигоклазы иногда окружают ядра реликтового плагиоклаза вкрапленников и постепенно переходят по краям вкрапленников в альбит. Обычно же реликтовый плагиоклаз резко сменяется альбитом.

Вторичные плагиоклазы в инкрустациях представлены альбитами номеров 0—5, т. е. с меньшей анортитовой примесью, чем в псевдоморфозах.

По трем дифрактометрическим пробам из Горного Алтая (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969) альбиты представлены упорядоченными низкотемпературными разновидностями.

Хлориты в замещении более ранних минералов и стекол и в инкрустациях базальтоидных пород представлены обычно только положительно удлиненными (оптически отрицательными) разновидностями (в 486 из 626 шлифов, или 74—81% случаев). Эти разновидности характеризуются синеватыми и иногда фиолетовыми интерференционными аномалиями. В 123 из 626 (16—23%) базальтоидных пород появляются хлориты с отрицательным удлинением (положительным оптическим знаком) и коричневыми или желтоватыми аномалиями. В 17 из 626 (1,6—4,4%) шлифов базальтоидов хлориты практически изотропны. Показатели преломления $Nm$ их имеют выборочный размах: 1,600—1,633 (рис. 13), что вместе с различиями оптического знака свидетельствует о существенных вариациях железистости.

Хлориты из кислых и щелочносалических эффузивов характеризуются повышенным светопреломлением (размах $Nm$=1,615—1,638), т. е. более высокой железистостью, чем в базальтоидах.

По показателям преломления можно заключить, что для рассматриваемых метавулканитов сильно магнезиальные (пеннин, клинохлор) и собственно железистые хлориты не характерны. Хлориты относятся к железисто-магнезиальному полю делессит-диабантит-прохлорит (А. Винчелл, Г. Винчелл, 1953).

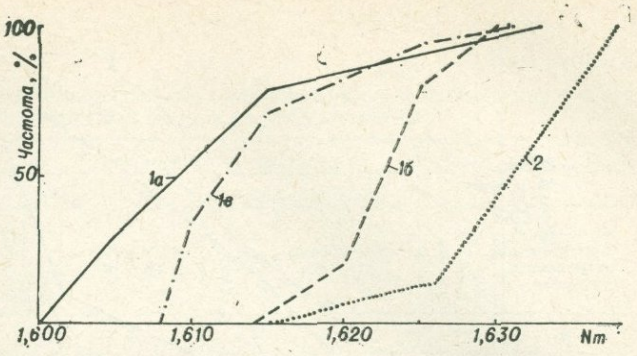



*Рис. 13.* Кумуляты показателей преломления хлоритов в базальтоидных и салических породах.

Базальтоидные породы: *1а* — нижний ордовик Золотокитатской зоны Кузнецкого Алатау (33 зам.); *1б* — нижний ордовик Прикузбасской зоны Салаирского кряжа (30 зам.); *1в* — нижний ордовик Бердь-Чумышской зоны Салаирского кряжа (35 зам.); *2* — салические породы (нижний ордовик Золотокитатской зоны Кузнецкого Алатау и Прикузбасской зоны Салаирского кряжа, 7 зам.).

Карбонаты представлены обычно кальцитом и редко железистыми, магнезиальными (доломит, магнезит) разновидностями, что устанавливается петрографическим и химическим анализом солянокислых вытяжек (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969), а для эффузивов ордовика Салаира и Кузнецкого Алатау (по пробам Б. Ф. Налетова) — также термографически.

Новообразования кремнезема присутствуют в виде кварца, реже кварцина и халцедона.

Вторичные железорудные минералы представлены чаще всего магнетитом, подтверждаемым рентгеноструктурно и химическим анализом тонких магнитных концентратов (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969). Магнетиты не содержат существенной изоморфной примеси титана. Реже присутствуют красноцветные железорудные минералы, обычно в виде гематита, подтверждаемого термографически. В шлифах и термографически в отдельных случаях зафиксированы также лепидокрокит (с эндотермическим минимумом между 445 и 720°С) и гидрогетит (с минимумами при 130 и 450°С)*.

Новообразования группы эпидота развиты по более ранним минералам и изредка выполняют полости. Судя по распределению оптических показателей, в базальтоидах (рис. 14) они представлены, как правило, собственно эпидотами — пистацитами (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969; Белоусов, Налетов, Полякова, 1974).

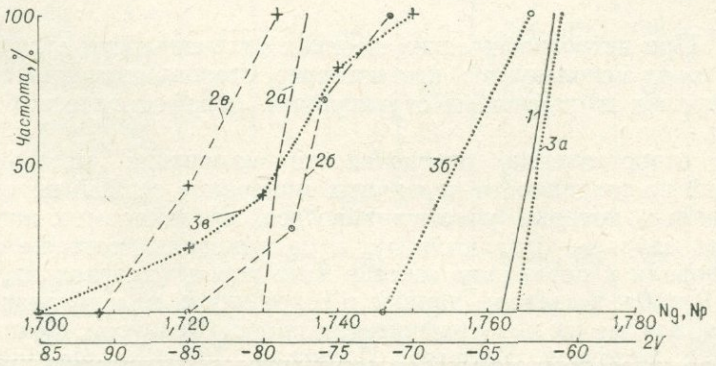



*Рис. 14.* Кумуляты кристаллооптических показателей группы эпидота в метабазальтоидах.

Нижний ордовик Золотокитатской зоны Кузнецкого Алатау: *1* — *Ng* (8 зам.); *2а* — *Np* (8 зам.); *3а* — *2V* (2 зам.).
Кембрий — нижний ордовик Прикузбасской и Бердь-Чумышской зон Салаирского кряжа; *2б* — *Np* (5 зам.); *3б* — *2V* (5 зам.).
Кембрий Центрально- и Восточно-Алтайской зон Горного Алтая: *2в* — *Np* (7 зам.); *3в* — *2V* (28 зам.).

* Термоанализы проведены по пробам Б. Ф. Налетова и А. Ф. Белоусова в ИГиГ СО АН СССР.

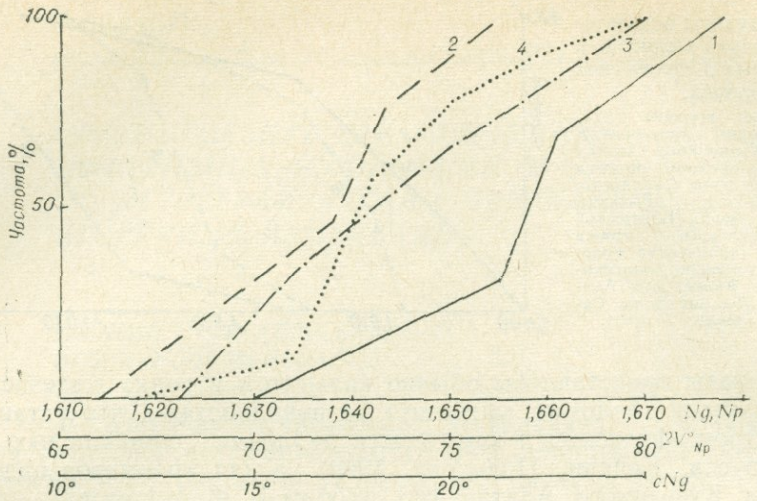



*Рис. 15.* Кумуляты кристаллооптических показателей вторичных амфиболов в метабазальтоидах (по данным из Горного Алтая, Горной Шории и Салаирского кряжа).

*1* — *Ng* (13 зам.); *2* — *Np* (15 зам.); *3* — $2V_{Np}$ (18 зам.); *4* — *cNg* (75 зам.).

Вторичные амфиболы в виде актинолита и реже неволокнистой роговой обманки по оптическим замерам в метабазальтоидах (рис. 15; Белоусов, Кочкин, Полякова ,1969) отвечают ряду актинолит — *обыкновенная роговая обманка. По величине угла cNg амфиболы в* большинстве случаев превышают максимальные пределы, допустимые для актинолитов (15—17°). Эта особенность указывает на экстремально низкую железистость амфиболов, характерную для фации зеленых сланцев (Е. А. Костюк, 1970).

### *СРАВНЕНИЕ ПО СОХРАННОСТИ ПЕРВИЧНЫХ ПРИЗНАКОВ*

При петрографических оценках интенсивности вторичного изменения пород используется, как известно, степень сохранности первичных минералов и первичных структурных (морфологических) элементов пород.

*При сопоставлении интенсивности изменения метаэффузивных* ассоциаций по сохранности первичных минералов особый интерес имеют те типы пород, которые участвуют во всех сравниваемых ассоциациях (в нашем случае — базальтоиды), и те минералы, которые постоянно *присутствовали в первичном составе этих пород (плагиоклаз, клинопи*роксен). В табл. 9 сведены данные о сохранности плагиоклаза и клинопироксена, взятые из монографических работ (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969; Белоусов, Налетов, Полякова, 1974), с дополнениями из *материалов Б. Ф. Налетова по нижнему ордовику Салаира* (Налетов, 1970, и др.) и автора по докембрию Баратальского выступа.

Из табл. 9 видно, что в метабазальтоидах клинопироксен сохраняется в общем лучше, чем первичный плагиоклаз. Видно также, что большинство изученных метаэффузивных ассоциаций претерпело предельное или близкое к нему изменение первичных плагиоклазов. Повышенная встречаемость реликтовых плагиоклазов устанавливается в верхнем докембрийском комплексе Восточно-Кузнецкой зоны, в нижнесреднекембрийских ассоциациях Северо-Западной подзоны Кийско-Батеневской зоны и Восточной подзоны Шорско-Азыртальской зоны, а также в

Таблица 9

*Встречаемость реликтов первичного плагиоклаза и клинопироксена и сохранность общего объема плагиоклазовой фазы в метабазальтоидах*

| № п. п. | Возраст и местоположение вулканических ассоциаций | Встречаемость реликтов | | | | Сохранность объема плагиоклаза | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | плагиоклаза | | клинопироксена | | | |
| | | исследовано пород | из них с реликтами | исследовано пород | из них с реликтами | исследовано пород | более половины от первоначального объема |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| 1 | Нижний (?) — средний рифей, Кузнецкоалатауско-Солгонская зона | 89 | 13(8—23) | 159 | 28(13—26) | 159 | 105(59—74) |
| 2 | Средний (?) рифей — венд, Томско-Обская зона, Катунский выступ | 157 | 9(2,5—11) | 77 | 18(14—34) | 77 | 18(14—34) |
| 3 | То же, Баратальский выступ | | | 37 | 22(42—75) | 37 | 16(27—61) |
| 4 | То же, Бийский выступ | | | 65 | 14(12—34) | 65 | 13(12—33) |
| 5 | То же, Центрально-Саланрский выступ | | | 38 | 9(11—40) | 36 | 9(12—42) |
| 6 | То же, Мрасский выступ | | | 209 | 45(17—29) | 125 | 41(25—42) |
| 7 | То же, западный склон Кузнецкого Алатау | | | 31 | 1(0—12) | 31 | 6(8—38) |
| 8 | Средний (?) рифей — венд, Восточно-Кузнецкая зона | 69 | 39(44—68) | 183 | 31(12—25) | 183 | 89(41—56) |
| 9 | Кембрий, зона Юго-Западного Алтая | 6 | 0(0—46) | 13 | 1(0,2—36) | 13 | 3(5—54) |
| 10 | Нижний — средний кембрий, Центрально-Алтайская зона | 80 | 10(6—22) | 79 | 31(28—51) | 81 | 30(27—49) |
| 11 | Венд(?) — нижний кембрий, Восточно-Алтайская зона | 20 | 0(0—17) | 74 | 33(33—57) | 74 | 41(45—68) |
| 12 | Нижний кембрий, Салаирская зона | 27 | 0(0—13) | 104 | 8(4—15) | 109 | 57(43—63) |
| 13 | Нижний — средний кембрий, Кондомская зона | 19 | 0(0—18) | 47 | 16(21—50) | 37 | 12(18—50) |
| 14 | Нижний — средний кембрий, Шорско-Азыртальская зона, Западная (Мрасская) подзона | 8 | 0(0—37) | 60 | 16(16—39) | 63 | 19(19—42) |
| 15 | То же, Восточная подзона | 18 | 9(26—74) | 49 | 31(48—76) | 49 | 28(42—71) |
| 16 | Нижний — средний кембрий, Амзасская зона | 12 | 0(0—26) | 25 | 21(64—96) | 25 | 6(9—45) |
| 17 | Нижний — средний кембрий, Тельбесская зона | | | 31 | 10(17—51) | 31 | 12(22—58) |
| 18 | Нижний кембрий, Золотокитатская зона | 32 | 0(0—11) | 46 | 17(23—52) | 46 | 36(63—89) |
| 19 | Кембрий, Кожуховская зона | 31 | 6(7—38) | 66 | 36(42—67) | 64 | 24(25—50) |
| 20 | Нижний — средний кембрий, Кийско-Батеневская зона, Северо-Западная подзона | 31 | 28(74—98) | 57 | 28(36—63) | 103 | 49(38—58) |
| 21 | То же, Юго-Восточная подзона | 80 | 16(12—31) | 88 | 43(38—60) | 88 | 48(44—46) |

Окончание табл. 9

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 22 | Средний кембрий (?) — нижний ордовик, Бердь-Чумышская зона . . . . . | 17 | 0(0—20) | 34 | 2(0,8—20) | 34 | 26(59—89) |
| 23 | Средний кембрий — нижний ордовик, Прикузбасская зона Салаира . . . . | 52 | 0(0—7) | 114 | 37(23—41) | 133 | 89(58—74) |
| 24 | Средний кембрий — нижний ордовик, Золотокитатская зона . . . . . | 260 | 48(14—24) | 227 | 94(37—51) | 297 | 117(39—50) |

Примечание. В скобках указан 95%-ный доверительный интервал доли пород данного класса в генеральной совокупности, %.

среднекембрийско-нижнеордовикском комплексе Золотокитатской зоны. Все перечисленные ассоциации относятся к Кузнецкому Алатау и его восточным отрогам. Таким образом, региональное изменение плагиоклазов в толщах верхов докембрия и нижнего палеозоя некоторых зон на востоке области не достигло той степени завершенности, как во всех более западных зонах.

Необычно повышенная встречаемость реликтов первичного плагиоклаза в базальтоидах на северо-западе Кийско-Батеневской зоны (нижний кембрий и берикульская свита) имеет какие-то местные причины.

Приведенные в табл. 9 оценки встречаемости пород с реликтами плагиоклаза (и пироксена), конечно, не являются оценками сохранившейся доли этих минералов. Реликтовые минералы в метаэффузивах всегда составляют лишь часть (обычно малую) от их первоначального объема. Доля объема реликтового плагиоклаза от первоначального почти всегда очень мала и ни в одной из изученных ассоциаций не достигает 50%.

Встречаемость реликтового клинопироксена (см. табл. 9) в общем повышена в нижнепалеозойских метабазальтоидах Кузнецкого Алатау и его восточных отрогов, частью в тех же ассоциациях, где повышена встречаемость реликтов плагиоклаза. Кроме того, заметно, что реликты клинопироксена чаще сохранились в базальтоидах ассоциаций с повышенным первоначальным развитием вкрапленников этого минерала (нижний — средний кембрий Центрально-Алтайской и Амзасской зон, венд (?) — нижний кембрий Восточно-Алтайской зоны и др.). Очевидно, сохранность реликтов клинопироксена зависит не только от изменения интенсивных факторов метаморфизма от одной тектоно-формационной зоны к другой и в крупноплощадном плане (в нашем случае с запада на восток), но и от первичной морфологии этого минерала как от экстенсивного фактора.

Одним из наиболее характерных признаков морфологического преобразования эффузивов является степень сохранения в них объема плагиоклазовой фазы (суммарного объема, представленного псевдоморфозным альбитом с подчиненными ему остатками первичного плагиоклаза), которую, как правило, удается оценить в шлифе. Уничтоженная часть первоначального объема плагиоклаза замещена неполевошпатовыми минералами — хлоритом, гидрослюдами, карбонатом, эпидотом и т. д; чем они обильнее, тем хуже сохраняется первичный микроструктурный узор породы, особенно ее основной массы.

Нами были использованы полуколичественные трех- и двухбальные оценки той доли, которую составляет суммарный объем псевдоморфоз-

ного альбита с реликтами плагиоклаза в пределах бывших плагиоклазовых зерен — вкрапленников и микролитов. Самая простая и надежная оценка — двухбальная — сводится к выделению и подсчету пород всего двух классов — с сохранностью объема плагиоклаза до половины и более половины от первоначального (см. табл. 9).

Сохранность объема плагиоклаза зависит как от интенсивных, так и экстенсивных факторов зеленокаменного перерождения (что будет детально рассмотрено в гл. V). Она, очевидно, является суммарным показателем того, насколько повышена в метаморфизующих растворах химическая активность натрия и одновременно кремнезема, необходимых для альбитизации плагиоклазов, и вместе с тем насколько понижена активность кальция и алюминия, удаляемых в этом процессе. Обратим внимание (см. табл. 9), что различия сохранности объема плагиоклаза между базальтоидами весьма ощутимы, что указывает на неодинаковость отмеченных химических условий изменения в разных зонах. Однако направленного изменения сохранности объема плагиоклаза в крупноплощадном плане не устанавливается.

В большинстве зон преобладают базальтоиды с сохранностью объема плагиоклаза меньше половины от первоначального, т. е. в них уничтожено в общем больше половины плагиоклазовой фазы.

Лишь в четырех ассоциациях сохранилось более половины объема этой фазы (нижний докембрийский комплекс Кузнецкоалатауско-Солгонской зоны, нижнекембрийский комплекс Золотокитатской зоны и среднекембрийско-нижнеордовикские комплексы Бердь-Чумышской и Прикузбасской зон Салаира). В этих ассоциациях значительную роль играют метабазальтоиды с сохранностью объема плагиоклаза, замещенного альбитом, близкой к 100%. Такая сохранность, как известно, считается наиболее характерным отличительным признаком так называемых спилитов.

Сохранность объема плагиоклаза в метабазальтоидах имеет умеренно сильную прямую корреляцию с содержанием натрия в них (гл. V). Эта корреляция проявляется и в том, что базальтоиды отмеченных четырех ассоциаций имеют наиболее повышенные уровни натрия (гл. II).

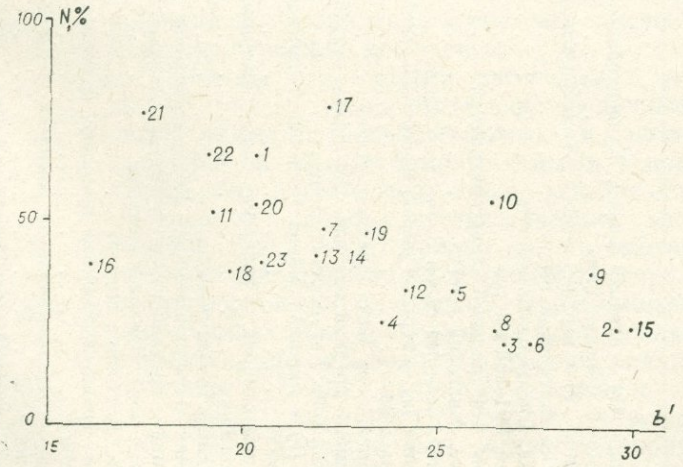



*Рис. 16.* Корреляция между оценками сохранности объема плагиоклазов и средней меланократовости метабазальтоидов.

*N* — встречаемость пород с сохранением больше половины первоначального объема плагиоклаза; *b'* — общая меланократовость, по Штейнбергу.

Цифры у точек соответствуют номерам ассоциаций в табл. 9.

Таблица 10

*Встречаемость главных сменных вторичных минералов в метабазальтоидах*

| № п.п. | Возраст и местоположение вулканических ассоциаций | Численность выборок пород | Численность и доля (95%-ный доверит. инт., %) пород, содержащих | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | кальцит | пумпеллиит | пренит | эпидот | актинолит и уралит | эпидот и (или) актинолит |
| 1 | Нижний (?) — средний рифей, Кузнецкоалатауско-Солгонская зона | 159 | 112(63—78) | 0(0—3) | 3(0,4—6) | 43(20—34) | 47(22—37) | 62(31—46) |
| 2 | Средний (?) — верхний рифей, Томско-Обская зона, Катунский выступ | 77 | 63(71—90) | 0(0—5) | 6(3—16) | 10(6—22) | 4(1—14) | 13(9—26) |
| 3 | То же, Баратальский выступ | 37 | 25(50—82) | 0(0—10) | 12(18—50) | 11(16—47) | 1(0,1—14) | 12(18—50) |
| 4 | То же, Бийский выступ | 59 | 13(12—35) | 0(0—6) | 4(2—16) | 4(2—16) | 36(47—73) | 38(50—76) |
| 5 | То же, Центрально-Салаирский выступ | 38 | 25(50—80) | 0(0—9) | 1(0—13) | 1(0—13) | 9(11—40) | 10(13—43) |
| 6 | То же, Мрасский выступ | 71 | 29(29—53) | 0(0—5) | 2(0,3—10) | 31(31—55) | 18(15—36) | 40(44—69) |
| 7 | То же, Западный склон Кузнецкого Алатау | 31 | 19(42—78) | 0(0—12) | 2(1—22) | 13(24—61) | 13(24—61) | 15(30—67) |
| 8 | Средний (?) — верхний рифей, Восточно-Кузнецкая зона | 183 | 153(77—89) | 12(3—11) | 4(0,5—6) | 20(6—16) | 15(3—12) | 27(11—23) |
| 9 | Кембрий, зона Юго-Западного Алтая | 13 | 1(0.2—36) | 0(0—25) | 0(0—25) | 11(55—98) | 13(75—100) | 13(75—100) |
| 10 | Нижний — средний кембрий, Центрально-Алтайская зона, Катунская подзона | 80 | 52(53—75) | 0(0—4) | 8(4—19) | 46(35—56) | 22(18—38) | 53(54—76) |
| 11 | Венд (?) — нижний кембрий, Восточно-Алтайская зона | 75 | 42(45—68) | 0(0—5) | 3(1—11) | 35(35—59) | 44(47—70) | 66(78—94) |
| 12 | Нижний кембрий, Салаирская зона, Западная подзона | 51 | 17(20—47) | 0(0—7) | 0(0—7) | 34(52—79) | 25(34—63) | 39(63—87) |
| 13 | То же, Восточная подзона | 53 | 32(46—74) | 3(1—16) | 3(1—16) | 31(44—72) | 2(0,5—13) | 31(44—72) |
| 14 | Нижний — средний кембрий, Кондомская зона | 58 | 19(21—46) | 0(0—6) | 1(0—9) | 19(21—46) | 39(54—79) | 48(70—91) |
| 15 | Нижний — средний кембрий, Шорско-Азыртальская зона, Западная подзона | 59 | 43(60—83) | 0(0—6) | 12(11—34) | 21(24—49) | 11(10—30) | 29(36—62) |
| 16 | То же, Восточная подзона | 48 | 35(58—85) | 3(1—17) | 0(0—8) | 11(12—37) | 4(2—20) | 12(14—40) |
| 17 | Нижне-, среднекембрийский комплекс, Амзасская зона | 25 | 16(42—82) | 0(0—14) | 1(0,1—20) | 4(4—36) | 5(7—41) | 8(15—51) |
| 18 | Нижне-, среднекембрийский комплекс, Тельбесская зона | 31 | 15(30—67) | 0(0—12) | 0(0—12) | 18(39—76) | 9(14—48) | 20(45—84) |
| 19 | Нижний кембрий, Золотокитатская зона | 46 | 39(71—93) | 0(0—8) | 0(0—8) | 8(8—32) | 7(6—28) | 12(14—40) |
| 20 | Кембрий, Кожуховская зона | 66 | 44(54—77) | 6(3—19) | 15(12—34) | 25(26—51) | 17(16—38) | 32(35—61) |
| 21 | Нижний — средний кембрий, Кийско-Батеневская зона, Северо-Западная подзона | 56 | 32(43—70) | 0(0—6) | 0(0—7) | 16(17—42) | 36(50—76) | 39(56—81) |

| | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 22 | То же, Юго-Восточная подзона | 88 | 63(60—80) | 1(0—6) | 0(0—4) | 43(38—60) | 8(4—17) | 44(39—61) |
| 23 | Средний кембрий — нижний ордовик, Бердь-Чумышская зона | 44 | 18(26—57) | 0(0—8) | 0(0—8) | 20(30—61) | 23(37—68) | 29(50—80) |
| 24 | Средний кембрий — нижний ордовик, Прикузбасская зона Салаира | 128 | 59(37—55) | 4*(1,5—14) | 3*(0,9—12) | 43(28—45) | 7*(4—19) | 53(32—49) |
| 25 | Средний кембрий — нижний ордовик, Золотокитатская зона | 312 | 139(39—50) | 2(0,1—3) | 5(0,6—4) | 81(21—31) | 10(1,8—8) | 107(29—40) |

* По 72 шлифам.

Сохранность объема альбитизированных плагиоклазов не обнаруживает предпочтительной связи с другими признаками, включаемыми в диагностику спилитов, именно с афанитовостью лав (базальтоиды четырех указанных ассоциаций имеют повышенную или умеренную порфировость (гл. III), а в слабопорфировых базальтоидах верхней докембрийской ассоциации сохранность объема плагиоклаза понижена), с развитием подушечной текстуры (в этих ассоциациях последняя встречается не чаще, чем в остальных) или со специфическими особенностями сопутствующих осадков (они меняются от карбонатно-кремнистых до грубообломочных).

На корреляционной диаграмме (рис. 16), составленной по оценкам средней меланократовости и сохранности объема плагиоклаза (исходя из данных табл. 2 и 9), намечается обратная сопряженность между этими показателями. Коэффициент сопряженности ($k=0{,}54$) при четырехклеточной разбивке оказывается значимым на 95%-ном уровне ($\chi^2=6{,}54$).

Таким образом, сохранность объема альбитизированного плагиоклаза в метабазальтоидах изученных геосинклинальных ассоциаций уменьшается в сторону базальтовых составов. Повышенный уровень сохранности объема плагиоклазов, замещенных альбитом, в изученной области бывает характерным для базальтоидов лейкократового уклона, но не для аналогов обычных и меланократовых базальтов. В этом смысле нет оснований для отнесения к «спилитам» значительного количества метабазальтов.

Сохранность объема плагиоклаза не обнаруживает направленного изменения в возрастном ряду изученных комплексов и меняется в нем противоречиво. Повышенная сохранность установлена в ассоциациях ранней и поздней стадий геосинклинального этапа (нижний докембрийский комплекс, среднекембрийско-нижнеордовикские комплексы).

Приведенные данные интересны в том смысле, что они указывают на отсутствие специфически тесной связи между петрографическими и геологическими признаками, обычно вкладываемыми в понятие «спилиты». Фактически связь эта во многом слаба и трудно уловима (слабые стохастические зависимости). Комбинация разных признаков в действительности представляет собой явление в высокой мере случайное; распространенное мнение об этой комбинации как о некоторой особой и заслуживающей исключительного внимания «закономерности» геосинклинальных вулканических формаций сильно преувеличено.

Между сохранностью объема плагиоклаза (см. табл. 9) и качественным составом вторичных минеральных ассоциаций в метабазальтоидах (табл. 10) не устанавливается сколько-нибудь сильных связей. Слабая отрицательная сопряженность ($k=0{,}18$) намечается только с встречаемостью эпидота, который с некоторым предпочтением поражает зерна плагиоклазов (гл. V).

### *СРАВНЕНИЕ ПО ОСОБЕННОСТЯМ ВТОРИЧНЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ*

В предыдущих работах (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969; Белоусов, Налетов, Полякова, 1974) было показано, что различия между метаэффузивными комплексами разных зон проявляются в составах вторичного выполнения миндалин в лавах, псевдоморфоз по отдельным первичным минералам (плагиоклазу, клинопироксену) и общей вторичной минеральной ассоциации.

Некоторые вторичные минералы (альбит, хлорит, светлые слюдки, магнетит, лейкоксен) практически обязательны в каждой метаэффузивной породе, и поэтому само присутствие их в породах не может быть сравнительным признаком. В этом отношении важны сменные (непостоянно присутствующие) вторичные минералы, а среди них — кальциевые: карбонаты, пумпеллиит, пренит, эпидот, вторичные амфиболы,— как наиболее легко диагностируемые в шлифах и появляющиеся в разных комбинациях.

Остановимся на оценках по признаку присутствия сменных минералов в метабазальтоидах, не касаясь салических эффузивов.

Встречаемость сменных вторичных минералов отражена в табл. 10. Точность фиксации минералов определялась возможностями обычной микропетрографической диагностики; присутствие карбонатов дополнительно проверялось по вскипанию с кислотой в шлифах.

Петрогенетический смысл встречаемости разных минералов неодинаков. Эпидот и вторичные амфиболы (актинолит, реже уралит) завершают ряд зеленокаменных преобразований эффузивов (гл. V) и не подвергаются полному уничтожению в дальнейшем. Поэтому оценка встречаемости их дает, по существу, статистику изоград эпидота и актинолит-уралита и хорошо характеризует продвинутость зеленокаменных изменений. Так как появление эпидота и актинолита в регионально измененных породах, по наиболее распространенному представлению, отвечает собственно зеленосланцевой стадии, встречаемость пород с эпидотом и актинолитом количественно характеризует степень проявления этой стадии.

Кальцит является в основном более ранним минералом и значительно (нередко целиком) уничтожается на стадии образования эпидота и актинолит-уралита (гл. V). При отсутствии последних он обнаруживается в подавляющем большинстве метабазальтоидов. Оценка встречаемости карбоната дополнительно характеризует продвинутость зеленокаменного изменения; чем реже встречается карбонат, тем дальше продвинуто изменение.

Оценка встречаемости пумпеллиита и пренита, которые в изученных комплексах в общем редки, позволяет выделить зоны с аномально повышенным развитием этих минералов, указывающим на несколько специфичные местные условия изменения эффузивов.

Из табл. 10 видно, что метабазальтоиды с присутствием эпидота и (или) амфибола, т. е. минеральные парагенезы зеленосланцевой фации, надежно преобладают лишь в 8 зонах (или подзонах). С другой стороны, в таком же числе зон явное большинство метабазальтоидов не содержит этих минералов.

Рифейские метаэффузивные ассоциации с повышенной встречаемостью эпидота и актинолита (западный склон Кузнецкого Алатау, Бийский, Мрасский и Баратальский выступы) примыкают к зоне главного регионального разлома области — Кузнецко-Алтайского. К этой же полосе тяготеют кембрийские метаэффузивные комплексы с повышенной интенсивностью метаморфизма (комплексы Восточно-Алтайской, Кондомской и Тельбесской вулканических зон, частично Кожуховской зоны и Северо-Западной подзоны Кийско-Батеневской зоны).

Другой пояс нижнепалеозойских метаэффузивных комплексов с повышенной встречаемостью эпидота и актинолита намечается в самой западной части области (западный склон Салаирского кряжа, зона Юго-Западного Алтая).

В пределах зон с повышенной встречаемостью эпидота и особенно актинолит-уралита местами отмечаются участки интенсивного бластеза эффузивов (порфиритоиды, порфироиды, эпоэффузивные сланцы).

Из табл. 10 видно также, что повышенной встречаемости эпидота и амфиболов в метабазальтоидах обычно соответствует пониженная встречаемость в них карбоната, хотя в некоторых зонах последний сохранился в значительной части пород, несмотря на существенное распространение эпидота и актинолита.

Встречаемость пумпеллиита (см. табл. 10) показывает, что ни в одной из изученных зон не было массового (регионального) развития этого минерала. Лишь в двух районах (Кожуховская зона и запад Шорско-Азыртальской) уверенно наметилось несколько повышенное развитие пренита.

В нижнепалеозойских метаэффузивных комплексах доля базальтоидов, содержащих эпидот и (или) амфибол, несколько убывает с запада на восток. Сравнение распределений оценок встречаемости таких пород в комплексах Кузнецкого Алатау (6 ассоциаций) и более западных районов (9 ассоциаций) по критерию Вилкоксона подтвердило такое уменьшение (на 95%-ном доверительном уровне).

Статистики встречаемости вторичных минералов, вычисленные для той или иной зоны, дают представление об уровне регионального метаморфизма в этой зоне, на фоне которого могут рассматриваться разные местные проявления метаморфизма, в том числе околорудные.

Было подмечено, например (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969), что поле месторождения самородной меди горы Кайбын в Мрасском выступе Горной Шории (верхний докембрийский вулканический комплекс) отличается аномально высокой встречаемостью эпидота, в том числе раннего (в выполнении миндалин лав); это говорит о раннем местном метаморфизме типа пропилитизации, с которым связано оруденение.

Региональный фон метаморфизма нижнекембрийской эффузивно-осадочной серии восточного склона Салаира, где расположены полиметаллические месторождения, характеризуется, как видно из табл. 10, повышенной встречаемостью эпидота и примерно в той же степени — карбоната и практически отсутствием актинолита.

Зоны, контролирующие золото- и железорудные скарновые, жильно-штокверковые золоторудные месторождения и россыпные месторождения золота, характеризуются большей частью повышенным фоном метаморфизма со значительным развитием вторичных амфиболов (Бийский выступ, западный склон Кузнецкого Алатау, Восточно-Алтайская и Кондомская зоны, Северо-Западная подзона Кийско-Батеневской зоны). Какая-то часть эпидота и вторичных амфиболов в этих зонах, несомненно, относится не к первому циклу регионального изменения эффузивных толщ, а к более поздним этапам метаморфизма, связанным с последующими процессами (внедрение палеозойских интрузий и др.).

*Глава V*

# ЗАКОНОМЕРНОСТИ РЕГИОНАЛЬНОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПЕРЕРОЖДЕНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

## *ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ*

Вулканические формации рифея и нижнего палеозоя Алтае-Саян представляют пример ассоциаций зеленокаменного ряда.

Хотя термин «зеленокаменная ассоциация» не имеет вполне определенного содержания, он обычно обозначает совокупность сильно измененных эффузивных пород, состоящих в основном из вторичного альбита и переменных количеств хлорита и светлых слюдок и (не обязательно) эпидота и актинолита.

Наблюдаемый минеральный парагенезис в зеленокаменной эффузивной породе часто не представляет чистого набора новообразований, появившегося только на последней стадии изменения. Как правило, он документирует целый ряд стадий вторичного минералообразования, начиная с довольно ранних (отвечающих катагенезу, эпигенезу и иногда даже диагенезу).

Минералы ранних стадий сохраняются в составе зеленокаменной ассоциации либо потому, что остаются в ней равновесными, либо как реликты. Разделить минеральные индивиды разных стадий бывает трудно или невозможно.

Из указанной сложности зеленокаменной ассоциации вытекают важные задачи исследования: 1) расшифровка закономерностей парагенетического сонахождения разных минералов; 2) выяснение предпочтительной последовательности их образования; 3) сравнение конкретных зеленокаменных ассоциаций эффузивов друг с другом по встречаемости вторичных минералов. Здесь и в предыдущих работах (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969; Белоусов, Налетов, Полякова, 1974) мы попытались применить к анализу этих вопросов некоторые новые подходы и, в частности, математико-статистический.

На математико-статистической основе мы рассмотрим и еще один важный вопрос — влияние зеленокаменного изменения на петрохимический состав эффузивов. Это необходимо для правильных суждений о первичном составе эффузивов.

При анализе вторичных изменений в изученных ассоциациях мы не ставили задачу всестороннего исследования зеленокаменного метаморфизма. Нами почти не затрагиваются такие специальные вопросы изучения метаморфизма, как тонкая минералогия, специальный термодинамический анализ минеральных равновесий, термобарометрия, детальная классификация метаморфических фаций и формаций и т. п. Условия минералообразования затрагиваются лишь постольку, поскольку полученные нами конкретные данные дают возможность о них судить.

Мы не используем здесь подразделения метаморфических и дометаморфических изменений на дробные фации (субфации) и воздерживаемся от использования той или иной классификации этих субфаций и метаморфических формаций ввиду отсутствия согласованных принципов подразделения (Винклер, 1969; Добрецов, Ревердатто, Со-

болев и др., 1968, 1970; Winkler, 1970; Turner, 1968; и др.). Применяется по возможности нейтральная терминология (стадии вторичного изменения и ассоциации минералов и пород, выделяемые по отсутствию или появлению конкретных минералов соответствующие зоны изменения и т. п.).

### *ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ АССОЦИАЦИИ*

Последовательность формирования вторичных минералов в рассматриваемых зеленокаменных комплексах является в целом сложной и противоречивой, часто обнаруживает местные различия при сравнении отдельных образцов. В этих условиях трудно и вместе с тем важно установить предпочтительную последовательность смены вторичных минералов, которая будет отражать некоторую общую (региональную) тенденцию смены стадий минералообразования. Для этой цели нами (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969; Белоусов, Налетов, Полякова, 1974) были использованы статистические оценки последовательности отложения минеральных слоев в первичных полостях лав (в миндалинах), где эта последовательность отчетливо проявляется. Следует отметить, что инкрустационные слои в лавах почти всегда мономинеральны.

Этим способом устанавливается прежде всего, что эпидот и вторичные амфиболы, как правило, образованы после инкрустационных минералов, накладываясь на них. Кроме того, удается выявить предпочтительную последовательность отложения минералов в миндалинах.

Статистические данные по инкрустационным минералам приведены в табл. 11 и 12.

Из статистических оценок следует, что отложение кремнезема в базальтоидных и салических лавах в основном приурочено к самому началу заполнения полостей.

Устанавливается более поздняя стадия массового кальцитообразования, которая документируется повышенной встречаемостью карбоната в поздних инкрустационных слоях базальтоидных и салических лав.

Отложение альбита в основном предшествует карбонатообразованию; там, где карбонаты присутствуют в миндалинах вместе с альбитом, они в подавляющем большинстве случаев (табл. 13) отложились позже него. К сожалению, приведенных данных недостаточно для уверенного вывода о предпочтительной последовательности минералов кремнезема и альбита. Ясно только, что оба они в основном докарбонатные.

Пумпеллиит оказывается в большинстве случаев докарбонатным, а пренит — послекварцевым. Предпочтительная последовательность формирования пренита и карбонатов остается неясной.

Послекарбонатное образование главной массы эпидота и практически всего вторичного амфибола доказывается наложением их на инкрустации, редкостью (эпидот) или практическим отсутствием (актинолит) в собственно инкрустационных слоях, а также отрицательной статистической сопряженностью появления этих минералов и карбонатов (табл. 14) и петрографическими признаками массового замещения карбонатов эпидотом и амфиболом (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969; Белоусов, Налетов, Полякова, 1974).

Хлорит интенсивно развивается на кварцевой, альбитовой и карбонатной стадиях. На эпидотово-актинолитовой стадии, по-видимому, происходит небольшое сокращение объема хлорита, на что указывает его участие в реакциях образования эпидота и актинолита, а также баланс конституционной воды (см. ниже).

Таблица 11

*Встречаемость разных генераций инкрустационных минералов в миндалинах базальтоидов*

| Минерал | Численность и доля случаев (95%-ный доверит. инт., %) присутствия | | |
|---|---|---|---|
| | в первом инкрустационном слое | в последующих слоях | всего |
| Хлорит | 320 из 652 (45,3—52,9)<br>90 из 220 (34,3—47,4)<br>320 из 646 (45,6—53,4) | 195 из 654 (26,3—33,3)<br>30 из 141 (14,5—28,1)<br>183 из 491 (33,0—41,6) | 515 из 1306 (36,8—42,0)<br>120 из 361 (28,3—38,1)<br>503 из 1137 (41,3—47,1) |
| Кварц, халцедон | 208 из 652 (28,3—35,5)<br>50 из 220 (17,3—28,1)<br>171 из 646 (23,1—29,9) | 70 из 654 (8,3—13,1)<br>22 из 141 (9,6—21,6)<br>52 из 491 (7,9—13,3) | 278 из 1306 (19,1—23,5)<br>72 из 361 (15,8—24,0)<br>223 из 1137 (17,3—21,9) |
| Альбит | 23 из 652 (2,2—5,3)<br>2 из 220 (0,1—3,3)<br>37 из 646 (4,0—7,9) | 13 из 654 (1,1—3,4)<br>4 из 141 (0,1—7,3)<br>12 из 491 (1,3—4,3) | 36 из 1306 (1,9—3,8)<br>6 из 361 (0,6—3,6)<br>49 из 1137 (3,2—5,7) |
| Пумпеллиит | 9 из 652 (0,6—2,6)<br>0 из 220 (0—1,7)<br>1 из 646 (0—0,9) | 8 из 654 (0,5—2,4)<br>0 из 141 (0—2,6)<br>2 из 491 (0—1,5) | 17 из 1306 (0,8—2,1)<br>0 из 361 (0—1,0)<br>3 из 1137 (0—0,8) |
| Пренит | 1 из 652 (0—0,9)<br>4 из 220 (0,5—4,7)<br>2 из 646 (0—1,1) | 22 из 654 (2,1—5,1)<br>1 из 141 (0—4,0)<br>8 из 491 (0,7—3,2) | 23 из 1306 (1,1—2,6)<br>5 из 361 (0,4—3,2)<br>10 из 1137 (0,4—1,6) |
| Карбонаты | 86 из 652 (10,6—15,8)<br>68 из 220 (26,7—39,8)<br>81 из 646 (9,9—15,1) | 341 из 654 (48,3—55,9)<br>68 из 141 (39,9—56,5)<br>221 из 491 (40,6—49,4) | 427 из 1306 (30,2—35,2)<br>136 из 361 (32,7—42,7)<br>302 из 1137 (24,0—29,2) |
| Эпидот | 2 из 652 (0—1,1)<br>15 из 220 (3,8—11,2)<br>19 из 646 (1,8—4,6) | 0 из 654 (0—0,6)<br>7 из 141 (0,2—10,2)<br>10 из 491 (1,0—3,7) | 2 из 1306 (0—0,6)<br>22 из 361 (3,8—9,2)<br>29 из 1137 (1,7—3,7) |
| Амфибол | 0 из 652 (0—0,6)<br>2 из 220 (0.1—3,3)<br>1 из 646 (0—0,9) | 0 из 654 (0—0,6)<br>1 из 141 (0—4,0)<br>1 из 491 (0—1,1) | 0 из 1306 (0—0,3)<br>3 из 361 (0,2—2,4)<br>2 из 1137 (0—0,6) |

*Примечание.* *В каждой клетке верхняя строка — рифей — кембрий Кузнецкого Алатау, средняя — нижний ордовик Кузнецкого Алатау, нижняя — рифей — нижний ордовик Горного Алтая, Горной Шории и Салаирского кряжа; в выборку из нижнего ордовика включены кроме лав миндалекаменные субвулканиты.*

Между встречаемостью вторичных амфиболов и эпидота обнаруживается положительная сопряженность (см. табл. 11), что говорит об отсутствии существенного метасоматического замещения одного другим и о тесной ассоциации их во времени. Однако ряд признаков — меньшая встречаемость вторичных амфиболов по сравнению с эпидотом (см. табл. 11), исчезновение высоковалентных окислов железа в ассоциации с амфиболами и др.— указывают на некоторое смещение (*запаздывание*) *стадии массового образования актинолита по сравнению* с эпидотовой.

Предпочтительная последовательность минералов — метаколлоидный кремнезем, кварц, альбит, кальцит, эпидот, амфиболы — представляет, очевидно, прогрессивный ряд образований, отвечающий повышению *PT условий, что легко увязывается с перемещением вулканических* пород на глубину по мере их захоронения в геосинклинальном разрезе. Эта статистически выдержанная прогрессивная смена минералов указывает на общерегиональный характер рассматриваемых зеленокаменных изменений.

Таблица 12

*Встречаемость разных генераций инкрустационных минералов в миндалинах кислых и щелочносалических лав*

| Минерал | Численность и доля случаев (95%-ный доверит. инт., %) присутствия | | |
|---|---|---|---|
| | в первом инкрустационном слое (из 158 пород) | в последующих слоях (из 101 генерации) | всего (из 262 генераций) |
| Хлорит | 9<br>12<br>21 (9,4—22,0) | 21<br>21<br>42 (31,8—51,6) | 30<br>33<br>62 (18,9—29,5) |
| Кварц | 56<br>47<br>103 (58,5—74,1) | 11<br>7<br>18 (10,6—26,6) | 67<br>54<br>121 (40,2—52,2) |
| Альбит | 6<br>6<br>12 (4,4—14,0) | 2<br>1<br>3 (0,6—8,3) | 8<br>7<br>15 (3,5—10,4) |
| Пумпеллиит | 2<br>0<br>2 (0,2—5,2) | 0<br>0<br>0 (0—3,6) | 2<br>0<br>2 (0,1—3,0) |
| Карбонаты | 7<br>8<br>15 (5,7—15,8) | 16<br>10<br>26 (17,7—35,6) | 23<br>18<br>41 (11,7—21,3) |
| Эпидот | 1<br>1<br>2 (0,2—5,2) | 1<br>4<br>5 (1,8—11,4) | 2<br>5<br>7 (1,2—5,8) |

Примечание. В каждой клетке верхняя строка — рифей — нижний ордовик Кузнецкого Алатау, средняя — рифей — нижний ордовик Горного Алтая, Горной Шории и Салаирского кряжа, нижняя — объединенная выборка.

Таблица 13

*Встречаемость малораспространенных инкрустационных минералов в миндалинах базальтоидов рифея — нижнего палеозоя*

| Минерал | Численность и доля случаев (95% -ный доверит. инт., %) присутствия | | |
|---|---|---|---|
| | в первом инкрустационном слое | в слоях более ранних, чем карбонатные | в слоях более поздних, чем кремнеземные |
| Альбит . . . . | 66 из 98 (57,4—77,2) | 36 из 39 (78,0—98,3) | 3 из 8 (8,5—75,5) |
| Пумпеллиит . . | 10 из 20 (27,2—72,8) | 11 из 12 (54,6—98,1) | 4 из 5 (28,4—99,5) |
| Пренит . . . . | 7 из 38 (7,8—34,4) | 10 из 15 (38,4—88,2) | 12 из 14 (57,2—98,2) |

Примечание. Данные по каждому минералу рассчитаны на совокупность пород, содержащих этот минерал в миндалинах.

Таблица 14

*Сопряженность появления карбонатов, эпидота и амфиболов во вторичных минеральных ассоциациях базальтоидов рифея — кембрия*

| Ассоциация | Численность пород по минеральным ассоциациям | | | | Ассоциация | Численность пород по минеральным ассоциациям | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | с эпидотом | без эпидота | с актинолитом и уралитом | без актинолита и уралита | | с актинолитом и уралитом | без актинолита и уралита |
| С карбонатом | 115 | 403 | 69 | 449 | С эпидотом | 79 | 126 |
| Без карбоната | 90 | 32 | 77 | 45 | Без эпидота | 67 | 368 |
| | $\chi^2=118{,}3$; $k=0{,}43$ | | $\chi^2=136{,}2$; $k=0{,}47$ | | | $\chi^2=41{,}0$; $k=0{,}25$ | |

Окислы кремния, представленные в основном кварцем и иногда метаколлоидными халцедоном и кварцином, в основе являются, несомненно, низкотемпературными эпигенетическими образованиями, хотя небольшая часть кварца (первично тридимита) в миндалинах могла образоваться из высокотемпературных фумарол в еще горячих лавовых породах.

Новообразования кремнезема несколько более характерны для салических, чем для базальтоидных пород (см. табл. 11 и 12), что говорит в пользу более интенсивного переотложения избыточного кремнезема салических пород. При этом встречаемость инкрустационного кремнезема в базальтоидах все же значительна. Это находится в согласии с новейшими экспериментальными данными (Хитаров, Хундадзе, Сендеров, Шибаева, 1970; Педро, 1971) о том, что к значительному растворению и миграции кремнезема при разных температурах и разных режимах кислотности вод предрасположены как кислые, так и основные силикатные породы.

Довольно широкое развитие новообразований кремнезема в начале заполнения полостей подтверждает миграцию кремнезема в растворах при еще неглубоком захоронении эффузивных накоплений и невысоких температурах. Нетрудно предположить, что при этом часть мигрирующего кремнезема могла выходить на поверхность и переходить в воды бассейна.

Выявляется некоторый антагонизм между новообразованиями кремнезема и альбита в миндалинах. В выборке базальтоидных лав (из рифея — нижнего ордовика Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Алтая и Салаирского кряжа), содержащих альбит в миндалинах, кварц составляет только 12 из 247 (2,5—8,5%) подсчитанных генераций инкрустационных минералов. Это намного меньше, чем во всех миндалефирах (см. табл. 11) и тем более в миндалефирах без инкрустационного альбита. Отрицательная сопряженность в данном случае может быть объяснена тем, что свободный кремнезем не выпадает из растворов, если в них повышены концентрация и активность других компонентов, формирующих альбит (алюминия и натрия). Кремнезем при этом будет связываться в альбите. Отмеченная отрицательная сопряженность дает косвенное указание на то, что вторичный кварц в эффузивных массах формируется большей частью не одновременно с массовым развитием альбита. Таким образом, появляется возможность говорить о кварцевой (кварц-хлоритовой) стадии регионального изменения эффузивов как наиболее ранней из стадий, зафиксированных в наборе вторичных инкрустационных минералов.

Известно (Елисеев, 1959; Винклер, 1969; Диагенез и катагенез осадочных образований, 1971; Ramberg, 1958, и др.), что эпигенетическое отложение кремнезема в вулканогенных породах наблюдается, начиная с самых ранних стадий их изменения, соответствующих диагенезу рыхлых осадков и расстеклованию основных масс лав. В геотермальных областях образование минералов кремнезема в полостях эффузивных пород фиксируется, начиная с дневной поверхности, при ранних низкотемпературных изменениях, одновременных с цеолитами и еще более ранних.

По-видимому, наиболее значительное выпадение кремнезема, зафиксированное в первых слоях миндалин зеленокаменных лав, соответствует стадиям, относимым обычно к диагенезу и раннему катагенезу.

Наиболее важными внутриформационными источниками свободного кремнезема теоретически могли быть стекло и (в базальтоидах) также клинопироксены; из плагиоклазов кремнезем мог заметно извлекаться

только до или после стадии альбитизации, которая сопровождается связыванием кремнезема.

Массовые петрографические наблюдения в базальтоидах показывают, что клинопироксен неохотно замещается кварцем и халцедоном. Из 471 шлифа порфиритов рифея — кембрия Кузнецкого Алатау, содержащих клинопироксен во вкрапленниках, кварц в замещении этих вкрапленников зафиксирован только в 82 (14—21%) случаях. Это гораздо меньше, чем общая доля базальтоидов с вторичным кварцем и халцедоном (см. табл. 11). При этом количество кварца, наблюдаемого в замещении клинопироксенов, обычно мало. Это дает основание считать, что на *кварцевой (кварц-хлоритовой) стадии вторичного минералообразования* в эффузивах замещение клинопироксена обычно идет еще слабо.

В зернах реликтовых плагиоклазов и альбитовых псевдоморфозах вторичные включения минералов кремнезема наблюдаются еще реже, чем в зернах пироксена или псевдоморфозах по нему. Таким образом, пересыщение растворов кремнеземом в микроравновесиях с плагиоклазом не имело сколько-нибудь широкого распространения. По-видимому, в рассматриваемых геосинклинальных эффузивах не было широко развито глинистое изменение плагиоклазов (развитие монтмориллонита, каолинизация), при котором выделялся бы избыточный кремнезем.

Свободный кремнезем на основной стадии его отложения мог выделяться за счет девитрификации (разложения и замещения) стекла основных масс. Возможно, девитрификация сопровождалась развитием *не только хлорита, альбита и кварцита, но также глинистых минералов* (монтмориллонит и др.), впоследствии замещенных. Стекла как аморфные образования в отношении растворимости кремнезема должны быть аналогичны аморфному кремнезему, который, как известно, переходит в растворы легче, чем кварц. Повышенная растворимость вулканических стекол в воде и натрий-хлоридных растворах доказана экспериментально (Хитаров, Хундадзе, Сендеров, Шибаева, 1970) и результатами исследования состава термальных вод в вулканических толщах (Уайт, 1965).

Девитрификация стекол сильно ускоряется при повышенных концентрациях щелочей в растворах (Наседкин, Козырин, 1969; Хитаров, Хундадзе, Сендеров, Шибаева, 1970; Lofgren, 1970); по-видимому, девитрификация ускоряется и в природных рассолах по сравнению с *пресными водами*.

Быстрая гидротермальная перекристаллизация стекол, достигаемая в лаборатории при 200—300°С, сопровождается пересыщением воды кремнеземом по отношению к кварцу (Хитаров, Хундадзе, Сендеров, Шибаева, 1970). Вторичный кварц, таким образом, может отлагаться в породе одновременно с девитрификацией. Естественно, что избыток кремнезема в растворах, необходимый для высадки кварца, более вероятен в случае кислых стекол, что мы и видим при сравнении табл. 11 и 12.

Кроме такой (в пределах породы) перекристаллизации кремнезема следует иметь в виду отложение кремнезема, поступающего с восходящим региональным потоком растворов, который неизбежен в накапливающихся толщах в связи с уплотнением осадков и дегидратацией минералов. *Высадке кремнезема в этом случае могут способствовать* понижение температуры и общей минерализации (опреснение) растворов и изменение режима кислотности с приближением к поверхности.

Хорошо установленной закономерностью является рост растворимости кремнезема в воде, хлоридных, щелочных и кислых растворах при повышении температуры (Хитаров, 1953; Захарченко, 1955; Богомолов, Плотников, Титова, 1967; Киссин, Пахомов, 1970; Педро, 1971; Hitchen, 1945; Kennedy, 1950; Siever, 1962, и др.). При 300—400° растворимость кремнезема возрастает на 1—2 порядка по сравнению с хо-

лодными водами. При низких температурах растворимость кремнезема мала: она составляет в чистой воде и обычных природных водах не более первых сотен миллиграммов на литр.

Растворимость кремнезема в чистой воде по сравнению с натрий-хлоридными рассолами понижена на 1—2 порядка (Хитаров, 1953; Захарченко, 1955; Богомолов и др., 1967; Киссин, Пахомов, 1970; и др.). При геологически медленном подтоке избыточный кремнезем практически весь высаживается в породах, а при быстром (в случае гидротермальных источников) — часть кремнезема поступает в поверхностные воды.

Экспериментальными данными по растворимости кремнезема минералов и горных пород опровергнуты слишком упрощенные представления о влиянии кислотности-щелочности среды на растворимость кремнезема горных пород и минералов. Эта растворимость оказалась существенной не только в слабощелочных и нейтральных, но и в слабокислых средах, характерных для условий регионального метаморфизма (Краускопф, 1963; Окомото и др., 1963; Балицкий, Комова, 1968; Киссин, Пахомов, 1970; Педро, 1971). Повышенная кислотность сопровождается уменьшением доли кремнезема среди растворенных силикатных компонентов (Педро, 1971), что может способствовать высадке кремнезема в верхней зоне вулканических накоплений, где кислотность вод повышена за счет окисления и гидратации сульфидов и вулканических газов.

По экспериментальным данным, основные и кислые изверженные породы либо сопоставимы по растворимости кремнезема (в горячей воде и хлоридных гидротермальных растворах; Хитаров, Хундадзе, Сендеров, Шибаева, 1970), либо растворимость кремнезема выше в основных породах, чем в кислых (в чистой воде и в присутствии $CO_2$ при невысоких температурах; Педро, 1971). Однако для появления избыточного $SiO_2$ в растворах повышенная основность пород неблагоприятна; в этом случае кремнезем усиленно связывается основаниями во вторичных силикатах и алюмосиликатах. Этим может быть отчасти обусловлено различие по встречаемости инкрустационного кварца между базальтоидными и кислыми эффузивами (см. табл. 11 и 12).

Сравнительная редкость позднего инкрустационного кварца в эффузивах, устанавливаемая, несмотря на неизбежное повышение содержаний кремнезема в поровых растворах при повышении температур и концентрации хлоридов, говорит о том, что кремнезем в глубинных гидротермальных зонах обычно не избыточен.

Миграция кремнезема, мобилизуемого в региональном зеленокаменном процессе, в связи с повышенной гидротермальной растворимостью, по-видимому, практически сводится к его переотложению внутри эффузивных толщ. Существенный вынос кремнезема за пределы метаморфизируемых толщ (в поверхностную зону) может иметь место только в местах разгрузки гидротерм, нарушающих обычные условия регионального изменения эффузивов.

Устанавливается положительная корреляция кремнезема с количественным содержанием карбонатной углекислоты (табл. 15). Эта корреляция указывает на относительное обогащение кремнием пород над зоной эпидотизации и актинолитизации, что и следовало ожидать исходя из наличия поднимающегося потока кремнекислых растворов и ухудшения условий растворимости кремнезема с приближением к поверхности.

Намечается слабая отрицательная сопряженность между содержанием кремния и появлением в породах эпидота и (или) актинолита (коэффициент корреляции содержаний кремнезема и рангов содержаний минералов $r=-0{,}08$ по 141 пробе метабазальтоидов из Горного Алтая, Горной Шории и Салаирского кряжа), которая согласуется с только что упомянутыми особенностями поведения кремнезема. Возможно, что эпидотово-актинолитовая зона обедняется кремнием и про-

исходит перераспределение кремния между нею и вышележащей зоной.

Перераспределение кремния, судя по малым значениям корреляционных показателей, невелико.

Из-за малочисленности метабазальтоидов, состоящих из альбита и хлорита с кварцем, но без карбонатов, не сделана проверка сопряженности содержания кремнезема с переходом от кварцевой и альбитовой к карбонатной ассоциации (стадии). Однако установлено, что кремнезем не коррелируется со степенью замещения плагиоклазов альбитом (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969) и с исчезновением реликтов первичных плагиоклазов в метабазальтоидах (Белоусов, Налетов, Полякова, 1974).

Таким образом, и в верхних зонах зеленокаменного изменения нет оснований ожидать сильного перераспределения кремния, хотя не исключено некоторое обогащение им пород в кварцево-хлоритовой зоне.

Таблица 15

*Оценки параметров распределения и коэффициентов парной линейной корреляции содержания углекислоты и основных петрогенных элементов в метабазальтоидах*

| Петрохимический показатель | Показатель асимметрии $A$ | Показатель эксцесса $d$ | Коэффициент корреляции с $lg\ CO_2$ |
|---|---|---|---|
| Si/O | +0,25 | 0,80 | +0,24 |
| Ti/O | +1,42 | 0,72 | —0,03 |
| Al/O | —0,81 | 0,77 | —0,22 |
| ΣFe/O | +0,41 | 0,81 | —0,29 |
| Mg/O | +0,77 | 0,79 | —0,08 |
| Ca/O | +0,40 | 0,83 | —0,13 |
| Na/O | —0,14 | 0,80 | +0,03 |
| K/O | +1,75 | 0,76 | +0,28 |
| $Fe^{+3}/O$ | +1,14 | 0,79 | —0,37 |
| $Fe^{+2}/O$ | +0,26 | 0,77 | —0,07 |
| $lg\ CO_2$ | —0,20 | 0,83 | — |

Примечание. Для нормального распределения при $n=86$: $A_{05} \leqslant 0{,}42$, $A_{01} \leqslant 0{,}61$; $0{,}76 \leqslant d_{05} \leqslant 0{,}84$; $0{,}74 \leqslant d_{01} \leqslant 0{,}85$; $r_{05} \geqslant 0{,}21$; $r_{05} \geqslant 0{,}27$.

Образование кислых вторичных плагиоклазов (альбитизация) является, как известно, весьма характерным процессом сравнительно низкотемпературного изменения алюмосиликатных пород. Массовая альбитизация особенно свойственна породам, первично содержавшим высокотемпературные полевые шпаты — основные и средние плагиоклазы, калинатровые или калиевые полевые шпаты; альбит псевдоморфизует эти полевые шпаты, заимствуя частично или полностью их алюмокремнекислородную основу.

В зеленокаменных эффузивах кислые плагиоклазы, полностью новообразованные (инкрустационные), встречаются относительно редко (см. табл. 11 и 12) и развиты несравненно меньше, чем псевдоморфозные.

Встречаемость инкрустационного альбита в отличие от минералов кремнезема достоверно не различается в базальтоидах и салических породах (проверено по критерию $\chi^2$ на основании табл. 11 и 12).

В тех случаях, когда во вкрапленниках рассматриваемых метаэффузивов сохранились реликтовые ядра первичных плагиоклазов, смена последних альбитом происходит, как правило, по резкой границе. Подобные соотношения типичны для зеленокаменных эффузивов вообще, а также для пропилитизированных вулканитов, судя по очень многим описаниям в литературе (Русинов, 1968). В неполностью замещенных зернах плагиоклазов между реликтовым ядром и альбитовой каймой изредка оказывается зона кислого олигоклаза, постепенно переходящего в альбит к периферии. Однако непрерывных переходов от средних плагиоклазов к кислым не имеется, и в метабазальтоидах наблюдается разрыв в составах плагиоклазов на интервале основной олигоклаз — кислый андезин (Белоусов, Велинский, Кочкин, 1965; Налетов, Сидоренко, 1969; Налетов, 1970).

Этими соотношениями подтверждаются экспериментальные и кристаллохимические данные (Хитаров, 1970; Виар, 1971) о том, что метасоматическая альбитизация полевых шпатов идет не сразу во всем объеме, а с периферии, от контакта и трещин. Сравнительно редкие вторичные кислые олигоклазы представляют собой, по-видимому, метастабильные зоны, в которых запечатлелась незавершенная миграция каль-

ция и алюминия через образующуюся альбитовую оболочку. Кислый олигоклаз, как и более основные плагиоклазы, не является вполне устойчивой фазой в условиях альбитизации эффузивов.

Образование большей части инкрустационных альбитов на докарбонатной стадии (см. табл. 13) позволяет считать, что и псевдоморфная альбитизация достигла массового развития на этой же стадии.

Это предположение подтверждается проверкой сопряженности на объединенной выборке базальтоидных лав рифея — нижнего ордовика Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Алтая и Салаирского кряжа (табл. 16). Количество псевдоморфозного альбита (по отношению к объему первичных плагиоклазов) обнаруживает тенденцию возрастать в тех случаях, когда в породах проявилось отложение альбита в миндалинах.

По выборке порфиритов рифея — кембрия Кузнецкого Алатау, содержащих совместно плагиоклаз и клинопироксен во вкрапленниках, выявляется прямая сопряженность между сохранением реликтов клинопироксена и первичного плагиоклаза (табл. 17). Такая сопряженность означает, что условия, благоприятствовавшие альбитизации плагиоклазов, были благоприятны и для замещения клинопироксена. Из нее следует также, что замещение клинопироксена было в какой-то мере одновременным с массовой альбитизацией плагиоклазов. Отмеченная связь является слабой, что может свидетельствовать о том, что на стадии наиболее интенсивной альбитизации замещение клинопироксенов не стало еще интенсивным.

Из табл. 16 следует, что образованию псевдоморфозных плагиоклазов в базальтоидах способствует повышенная концентрация кремнезема в растворах, выраженная отложением избыточного кремнезема в миндалинах. Статистическая сопряженность в данном случае говорит в пользу того, что альбитизация плагиоклазов могла в какой-то мере происходить и на кварцевой стадии вторичного минералообразования.

Эти петрографические закономерности согласуются с экспериментальными (Иванов, 1962) и термодинамическими (Котина, Ярошевский, 1970) данными о том, что устойчивость альбита положительно связана с насыщенностью раствора кремнеземом и повышается в системе в присутствии твердых фаз кремнезема.

Следует обратить внимание на то, что корреляции, иллюстрируемые табл. 16, очень слабы, и выявление их оказалось возможным лишь благодаря очень большому объему петрографических наблюдений.

Альбитизация плагиоклазов неизбежно должна сопровождаться выделением кальция (а также алюминия). Интересно выяснить, имеются ли признаки того, что альбитизация плагиоклазов сопровожда-

Таблица 16

*Сопряженность сохранности объема плагиоклазов с присутствием некоторых инкрустационных минералов*

| Сохранность плагиоклаза, % от первоначального объема | Численность пород | | | |
|---|---|---|---|---|
| | с альбитом в миндалинах | без альбита в миндалинах | с кварцем или халцедоном в миндалинах | без кварца или халцедона в миндалинах |
| $>50$ | 56 | 817 | 259 | 614 |
| $\leqslant 50$ | 39 | 971 | 252 | 758 |
| | $\chi^2=5{,}85$; $k=0{,}056$ | | $\chi^2=5{,}03$; $k=0{,}052$ | |

Таблица 17

*Сопряженность реликтов клинопироксена и первичного плагиоклаза во вкрапленниках базальтоидных вулканитов*

| Присутствие реликтового клинопироксена | Численность пород | |
|---|---|---|
| | с реликтами первичного плагиоклаза | без реликтов первичного плагиоклаза |
| Есть реликты . . | 65 | 97 |
| Нет реликтов . | 41 | 176 |
| | $\chi^2=14{,}67$; $k=0{,}20$ | |

лась существенной высадкой кальциевых минералов на месте, а также признаки того, что значительная альбитизация плагиоклазов продолжалась на стадиях массового образования главных кальциевых минералов — карбонатов и эпидота.

Из вторичных кальциевых минералов по плагиоклазу базальтоидов чаще других развиваются карбонаты. Эти карбонаты теоретически могут быть полностью привносными (метасоматическими по вторичному альбиту и прочим вторичным бескальциевым минералам) либо реакционно-метасоматическими (с деанортитизацией первичного плагиоклаза и отложением кальция на месте в виде карбоната).

Карбонаты не обнаруживают предпочтительной приуроченности к плагиоклазам. Так, в выборке карбонатсодержащих пироксеново-плагиоклазовых порфиритов из рифея — нижнего ордовика Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Алтая и Салаирского кряжа только в 270 из 502 (49—58%) пород карбонатами поражены вкрапленники плагиоклаза. Приуроченность вторичных карбонатов к плагиоклазу явно слабее, чем к клинопироксену (табл. 18). Количество карбонатов по плагиоклазу обычно меньше, чем в тех же породах по клинопироксену.

Таблица 18

*Статистическое распределение порфиритов по появлению карбоната во вкрапленниках плагиоклаза и клинопироксена*

| Присутствие карбоната во вкрапленниках плагиоклаза | Численность пород | |
|---|---|---|
| | с карбонатом во вкрапленниках клинопироксена | без карбоната во вкрапленниках клинопироксена |
| Есть карбонат | 176<br>47<br>223 | 31<br>16<br>47 |
| Нет карбоната | 165<br>68<br>233 | 192<br>162<br>354 |
| | $\chi^2 = 133{,}0;\ k = 0{,}40$ | |

*Примечание.* В каждой клетке верхняя строка — рифей — нижний ордовик Кузнецкого Алатау, средняя — рифей — нижний ордовик Горного Алтая, Горной Шории и Салаирского кряжа, *нижняя* — объединенная выборка; оценка критерия $\chi^2$ и коэффициента взаимной сопряженности $k$ даны для объединенной выборки.

Отсутствие предпочтительной приуроченности карбонатов к плагиоклазу свидетельствует в пользу того, что деанортитизация плагиоклазов на карбонатной стадии уже затухает, достигнув своего максимума на альбитовой (альбит-хлоритовой) стадии зеленокаменного преобразования.

Путем статистических оценок по петрографическим признакам (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969) получены доказательства того, что альбитизация плагиоклазов прошла почти полностью на доэпидотовых стадиях. Эти данные относились к базальтоидам Горного Алтая, Горной Шории и Салаирского кряжа, в которых отсутствуют, как правило, реликты первичных плагиоклазов. Отмечалось, в частности, что в эпидотсодержащих порфиритах общая встречаемость вторичных кальциевых минералов в пределах вкрапленников плагиоклаза не нарастает. Это позволяет полагать, что эпидот, как правило, развивается не изолированно по плагиоклазу, а биметасоматически, на участках, где в плагиоклазе уже были включены карбонаты. При этом механизме образования эпидота кальций заимствуется из карбоната, алюминий — из соседнего плагиоклаза (альбита или реликтовых участков первичного плагиоклаза). Структуры частичного замещения эпидотом карбонатов в плагиоклазах иногда ясно видны в шлифах, но регулярный характер такого замещения вытекает лишь из статистического анализа минеральных парагенезисов. Высокая потребность в алюминии вызывает более частую приуроченность (избирательность) эпидота к плагиоклазам по сравнению с клинопироксенами, тоже установленную статистически (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969).

Однако избирательность эпидота по отношению к плагиоклазу выражена слабо: она, например, слабее, чем избирательная приурочен-

ность вторичных амфиболов к клинопироксену (см. ниже). Так, в значительной части эпидотсодержащих порфиритов рифея — нижнего ордовика из Горной Шории, Алтая и Салаирского кряжа эпидот вообще не заходит в пределы вкрапленников плагиоклаза (119 из 261, или 30—52% случаев). В Кузнецком Алатау, где в значительной части пород реликты первичных плагиоклазов преодолели эпидотовую стадию метаморфизма, доля таких же пород среди эпидотсодержащих порфиритов значимо не отличается от указанной (104 из 255, или 35—47% случаев).

По 582 шлифам бальзатоидных лав рифея — кембрия Кузнецкого Алатау было проверено с помощью критерия $\chi^2$ наличие сопряженности между сохранностью объема плагиоклазов (по двухбалльной шкале) и появлением в породах эпидота, а также актинолита. Значимой связи между признаками не установлено. Таким образом, можно считать, что наблюдаемый объем плагиоклазов (альбит плюс остатки первичных плагиоклазов) сложился в основном на доэпидотовых стадиях и в дальнейшем заметно не изменялся. Частное подтверждение того, что эпидотовая и актинолитовая стадии неблагоприятны для альбитизации плагиоклаза, дают базальтоиды кембрийской вулканической ассоциации Северо-Западной подзоны Кийско-Батеневской зоны, где реликтовые плагиоклазы в большинстве пород сохранились, несмотря на обильное развитие в них эпидота и вторичных амфиболов. В данном случае достаточно очевидно, что в эффузивах неполно проявилась доэпидотовая альбитизация лав, а на хорошо выраженных эпидотовой и актинолитовой стадиях она не была эффективной. В базальтоидах этой вулканической ассоциации ясно проявлена карбонатная стадия минералообразования (карбонаты в миндалинах и псевдоморфозах), но не найдены инкрустационные альбиты.

Таким образом, на эпидотовой и актинолитовой стадиях значительной по масштабам альбитизации плагиоклазов не происходило. Нашими данными опровергается «соссюритовая» гипотеза региональной альбитизации (деанортитизации) плагиоклазов, предполагающая прямую гидратацию анортитового компонента плагиоклазов и одновременное массовое образование минералов группы эпидот — цоизит.

Собранный статистический материал по минеральным парагенезисам и химизму одних и тех же пород позволяет рассмотреть вопрос о химической обусловленности процесса региональной альбитизации плагиоклазов.

Таблица 19

*Сопряженность реликтов первичных плагиоклазов с сохранностью объема плагиоклазов в базальтоидных вулканитах*

| Сохранность плагиоклаза, % от первоначального | Численность пород | |
|---|---|---|
| | с реликтами первичных плагиоклазов | без реликтов первичных плагиоклазов |
| >50 | 57<br>53 | 149<br>125 |
| ⩽50 | 43<br>8 | 50<br>228 |

Примечание. В каждой клетке верхняя строка — рифей — кембрий Кузнецкого Алатау, нижняя — нижний ордовик Кузнецкого Алатау; статистики сопряженности для выборки рифея — кембрия: $\chi^2=9{,}11$; $k=0{,}17$, для выборки нижнего ордовика $\chi^2=5{,}41$; $k=0{,}12$.

По выборке базальтоидных лав нижнего ордовика Кузнецкого Алатау (табл. 19) устанавливается слабая прямая зависимость между сохранностью реликтов первичных плагиоклазов и общего объема плагиоклазов. Эта зависимость свидетельствует о том, что реликтовые плагиоклазы в данном случае вносят ощутимый вклад в наблюдаемый объем плагиоклазов.

Выборка из комплексов рифея — кембрия Кузнецкого Алатау (см. табл. 19) показывает слабую обратную зависимость между теми же признаками. В данном случае содержание реликтовых плагиоклазов настолько мало, что перестает быть фактором, заметно влияющим на характер связи. Эффективными оказываются другие влияния. Факторами, хорошо объясняющими рассматриваемую отрицательную зависи-

мость (исчезновение реликтовых плагиоклазов с повышением сохранности их объема), являются вариации первичных содержаний натрия в метаморфизуемых породах и концентраций (или активности) его в метаморфизующих растворах. Очевидно, что по отношению к сохранности реликтов и объема плагиоклазов ожидаемое влияние обоих названных факторов будет однонаправленным.

Для базальтоидных лавовых пород рифея — нижнего ордовика Кузнецкого Алатау был произведен расчет сопряженности между содержаниями петрогенных компонентов (в виде весовых отношений катионов к кислороду) и появлением реликтов первичного плагиоклаза (отсутствие кодировалось числом 0, присутствие — числом 1). При комплектовании выборки отбиралось из каждого вулканического комплекса одинаковое количество пород (анализов) с реликтами первичного плагиоклаза и без них. Показатели сопряженности при двухранговой разбивке, как известно, соответствуют коэффициентам парной линейной корреляции (Урбах, 1964).

Обнаружены значимые отрицательные связи между отсутствием — присутствием реликтов первичного плагиоклаза, с одной стороны, и Na/O, Ti/O, $Fe^{3+}$/O, Mn/O — с другой (табл. 20). Для Si/O, Al/O, ΣFe/O, Mg/O, Ca/O, K/O, $Fe^{+2}$/O связи с отсутствием — присутствием реликтового плагиоклаза оказались незначимыми.

Корреляция для Na/O, а также для Ti/O и $Fe^{+3}$/O не зависит от остальных элементов, а для Mn/O в значительной мере наведена его связями с Ti/O и $Fe^{+3}$/O.

Для Na/O установленная корреляция отвечает по знаку ожидаемой при альбитизации плагиоклазов. Значения коэффициентов корреляции показывают, что зависимость завершенности альбитизации от уровня содержания натрия в метаморфизуемых массах и от концентрации или активности его в метаморфизующих растворах является умеренно сильной или слабой.

Сопряженность между завершенностью альбитизации и содержаниями переходных элементов — трехвалентного железа и титана — истолковать трудно. Некоторую помощь в этом могут оказать экспериментальные данные (Педро, 1971), согласно которым мобилизация кремнезема и глинозема из алюмосиликатов (нужная для альбитизации плагиоклазов) усиливается с повышением кислотности среды. Кислая среда стимулирует альбитизацию, по наблюдениям, в полях разгрузки современных гидротерм (Набоко, 1970). Повышенное содержание высоковалентных форм переходных элементов железа, титана и марганца в породах может способствовать окислению серы сульфидов и сероводорода и заметному повышению кислотности среды.

Таблица 20

*Параметры формы распределения и корреляции с реликтами первичных плагиоклазов для некоторых петрогенных элементов*

| Отношение вес. % элемента к кислороду | Показатель асимметрии $A$ | Показатель эксцесса $d$ | Коэффициент парной корреляции с отсутствием — присутствием реликтового плагиоклаза | Частные коэффициенты корреляции при закрепленных значениях отношений | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | Na/O | Ti/O | $Fe^{+3}$/O | Mn/O |
| Na/O | +0,06 | 0,83 | —0,35 | — | —0,35 | —0,37 | —0,47 |
| Ti/O | +0,46 | 0,83 | —0,33 | —0,32 | — | —0,28 | —0,28 |
| $F^{+3}$/O | +0,09 | 0,75 | —0,31 | —0,33 | —0,27 | — | —0,26 |
| Mn/O | +0,26 | 0,80 | —0,24 | —0,41 | —0,18 | —0,18 | — |

Примечание: Для нормального распределения при числе анализов $n=74$: $A_{05}<0{,}45$; $A_{01}\leqslant 0{,}65$; $0{,}76\leqslant d_{05}\leqslant 0{,}84$; $0{,}74<d_{01}\leqslant 0{,}85$. При том же числе анализов $r_{05}\geqslant 0{,}23$; $r_{01}\geqslant 0{,}30$.

Более полное замещение первичных плагиоклазов в породах с повышенным содержанием трехвалентного железа весьма любопытно в связи с тем общеизвестным фактом, что повышенная окисленность железа характерна для наземных или резко мелководных условий излияния и диагенеза лав. Установленная отрицательная зависимость между содержанием трехвалентного железа и сохранением реликтовых плагиоклазов показывает, что альбитизация в таких лавах проявилась во всяком случае не меньше, чем в типично подводных и, по-видимому, не имеет прямой связи с подводно-морскими условиями излияния. Таким образом, мы получаем еще один аргумент против гипотезы массовой подводной высокотемпературной альбитизации («спилитизации», «трансвапоризации») горячих лав.

Ранее (Белоусов, Велинский, Кочкин, 1965) была установлена умеренно сильная положительная связь в лавовых метабазальтоидах между сохранением объема плагиоклаза (практически почти исключительно в виде альбита) и содержанием натрия, независимая от содержаний остальных породообразующих компонентов. Эта связь интерпретировалась в основном как результат влияния первоначальных уровней содержания натрия в лавах (при этом не имелось в виду отрицание роли концентраций или химической активности натрия в растворах).

Более однозначным доказательством зависимости сохранения объема плагиоклазов от внутренних ресурсов натрия в породе является обнаруженная (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969) прямая корреляция между сохранением объема плагиоклаза и первоначальным содержанием интерстициального стекла (которое в лавах, как известно, обогащено щелочами, и в том числе натрием).

Подтверждение той же зависимости дает вулканическая ассоциация нижнего ордовика Золотокитатской зоны, для которой статистически сравнивались выборки лавовых и субвулканических пород. При отсутствии значимых петрохимических отличий между теми и другими (в том числе и по натрию) в субвулканитах плагиоклазовая фаза сохранилась хуже (по объему), чем в лавах. В числе причин, вызвавших это различие, наиболее очевидной является повышенное количество стекла *в лавах по сравнению с субвулканитами* (*Белоусов, Налетов, Полякова*, 1974).

В той же нижнеордовикской ассоциации субвулканиты чаще, чем лавы, содержат реликтовый плагиоклаз. Сопряженность отмеченных характеристик альбитизации со стекловатостью вулканитов свидетельствует в пользу того, что массовая альбитизация плагиоклаза сопровождалась девитрификацией эффузивов.

Сложным вопросом изучения деанортитизации (альбитизации) плагиоклазов при зеленокаменном изменении эффузивов является выяснение роли повышенных концентраций и активности натрия в метаморфизирующих растворах.

Прямым доказательством реального влияния избыточного натрия в растворах является охарактеризованная выше прямая корреляция между сохранностью объема псевдоморфозных плагиоклазов и присутствием избыточного альбита в миндалинах. Однако инкрустационный или образованный вне зерен первичного плагиоклаза альбит в изученных метаэффузивах сравнительно редок, и поэтому отмеченный факт сам по себе не может еще говорить о постоянном избытке натрия в растворах при альбитизации.

О широко распространенной повышенной активности натрия при зеленокаменном метаморфизме свидетельствует экстремально высокий уровень среднего содержания натрия в метаэффузивах по сравнению с кайнотипными (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969; Белоусов, Налетов, Полякова, 1974, и др.). Этот повышенный уровень содержаний натрия позволяет полагать, что зеленокаменный метаморфизм происходил су-

щественно при избыточной по отношению к альбиту концентрации натрия в подземных водах.

Указанные особенности сближают поведение натрия с поведением вполне подвижных компонентов.

Однако в целом поведение этого компонента при зеленокаменном метаморфизме рассматриваемых вулканических ассоциаций представляется двойственным, так как имеет также признаки инертности или ограниченной активности. Они проявляются в целом ряде особенностей метаэффузивов: 1) в сохранении реликтов первичных плагиоклазов, несмотря на древность пород; 2) в сильном сокращении общего объема плагиоклазов, сопровождающем альбитизацию; 3) в корреляционной зависимости между степенью сокращения первичных плагиоклазов и внутренними запасами натрия в метаморфизуемых массах (зависимость от первоначального содержания натрия и стекла в породе); 4) в наличии разновидностей пород, явно вторично обедненных натрием.

Существенное влияние собственных ресурсов натрия (экстенсивный фактор) на объемы получаемых масс альбита, по-видимому, наиболее ярко видно из сравнения базальтоидных вулканитов с салическими, которые развиты на одних и тех же площадях и находятся в условиях метаморфизма, равноценных в смысле интенсивных факторов. Более сильное сокращение объема плагиоклазов в базальтоидных метаэффузивах по сравнению с салическими (табл. 21) может отражать помимо других факторов чаще появляющийся дефицит натрия в ходе альбитизации базальтоидов, который обусловлен меньшим содержанием натрия в них, большим содержанием плагиоклазовой фазы при более основном ее составе, а также меньшей первичной стекловатостью по сравнению с салическими лавами. Дефицит натрия больше проявляется в базальтах, чем в лейкобазальтоидах (см. рис. 16).

В свете сказанного нам представляется правомерным высказанное ранее (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969) положение о том, что вполне подвижное поведение натрия не является обязательным для условий регионального зеленокаменного метаморфизма. Оно проявляется здесь только как предельный случай.

По выборкам базальтоидов из рифея — нижнего палеозоя Алтая, Салаира и Горной Шории были установлены с помощью ранговой корреляции положительная связь между степенью альбитизации плагиоклазов и содержанием алюминия в породах и отрицательные связи с кальцием, магнием, валовым и закисным железом. Все эти корреляции слабые. Степень альбитизации оценивалась как доля от первоначального объема плагиоклаза, занимаемая альбитом в псевдоморфозах, по двух-

Таблица 21

*Распределение вулканитов разных породных групп рифея — нижнего палеозоя по сохранности объема плагиоклазов*

| Район | Породная группа | Численность и доля (95%-ный доверит. инт., %) пород при сохранности плагиоклаза, % от первоначального | |
|---|---|---|---|
| | | <50 | ⩾50 |
| Горный Алтай, Горная Шория, Салаирский кряж | Базальтоидная | 503(61—68) | 316(32—39) |
| | Кислая и щелочносалическая | 32(17—32) | 100(68—83) |
| Кузнецкий Алатау (без пород ордовика) | Базальтоидная | 265(35—42) | 424(58—65) |
| | Кислая | 28(10—21) | 161(79—90) |
| | Щелочносалическая | 3(10—14) | 57(86—90) |

или трехбалльной шкале (Белоусов, Велинский, Кочкин, 1965; Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969).

Отрицательные корреляции с кальцием, магнием и железом хорошо истолковываются в том смысле, что более основные плагиоклазы в более фемических базальтоидах дают в псевдоморфозах кроме альбита еще значительную примесь других глиноземистых и кальциевых минералов.

Положительная связь степени альбитизации плагиоклазов с алюминием говорит о том, что массовая альбитизация плагиоклазов не менее (как можно было ожидать), а более благоприятна для удержания алюминия в базальтоидных породах, чем некоторые другие процессы зеленокаменного изменения. Ниже будут приведены доказательства выноса глинозема из пород на стадиях массовой карбонатизации и актинолитизации. Не исключено, что некоторый вынос глинозема происходит и на ранней (кварцево-хлоритовой) стадии изменения эффузивов, чему может способствовать кислая реакция вод в неглубоких горизонтах эффузивных накоплений. Усиленная миграция алюминия в кислых водах установлена в районах современного вулканизма (Зеленов, 1960, 1963, 1967).

Из табл. 21 следует, что в большинстве метабазальтоидов первичный объем плагиоклазов сокращен при вторичных изменениях больше, чем наполовину. Породы со сравнительно полным замещением всего объема плагиоклаза альбитом (что считается характерным признаком так называемых спилитов) представляют подчиненную часть метабазальтоидов области, связанную с остальными регионально альбитизированными базальтоидами серией непрерывных переходов. Наши статистические данные наглядно показывают, что региональная альбитизация плагиоклазов сопровождается большим сокращением их объема.

Вторичные минералы кальция (карбонаты, эпидот, эмфиболы, пренит, пумпеллиит) встречаются внутри зерен плагиоклаза далеко не всегда. Так, в порфиритах рифея — нижнего ордовика Горного Алтая, Горной Шории и Салаира те или иные из указанных минералов встречены внутри альбитизированных вкрапленников плагиоклаза только в 270 из 482 шлифов (52—60% случаев), а в порфиритах рифея — нижнего ордовика Кузнецкого Алатау — в 440 из 957 (43—49%). На этом основании можно утверждать, что при региональной деанортитизации (альбитизации) плагиоклазов химические потенциалы кальция были не только низки по отношению к плагиоклазу, но и в большом числе случаев недостаточны для образования в равновесии с альбитом названных вторичных минералов кальция. Истинная доля случаев, соответствующих удалению иона кальция за пределы сферы реакции во время деанортитизации (альбитизации) плагиоклазов, несомненно, больше, чем вычисленная выше, так как часть наблюдаемых в породах кальциевых новообразований может быть более поздней, чем реакции деанортитизации — альбитизации. К сожалению, уверенно выделить для подсчета породы с апоальбитовыми кальциевыми минералами невозможно.

С низким химическим потенциалом кальция при деанортитизации — альбитизации плагиоклаза, способствующим выносу этого элемента из пород, согласуется система корреляционных связей между кальцием, натрием и алюминием в метабазальтоидах (отрицательные корреляции Ca — Al и Ca—Na), отрицательная корреляция кальция со степенью альбитизации плагиоклазов, а также пониженный уровень содержаний кальция в метаэффузивах зеленокаменного ряда по сравнению с кайнотипными (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969; Белоусов, Налетов, Полякова, 1974; Белоусов, Полякова, 1971).

Низкий химический потенциал кальция, приводящий к интенсивному выносу этого элемента в растворах, свойствен как альбитовой, так и кварцевой стадиям регионального изменения эффузивов. В рас-

сматриваемых метаэффузивных комплексах низкий потенциал кальция на ранних стадиях изменения доказывается малым развитием пумпеллиита и пренита, отсутствием признаков массового развития цеолитов, а также ограниченным развитием ранних карбонатов.

Установлено, что растворение силикатного кальция усиливается при увеличении натрий-хлоридной засоленности воды (Киссин, Пахомов, 1970; Althaus, Johannes, 1969), которое является общей закономерностью изменения состава подземных вод с глубиной. Этому способствует то, что с повышением температур (в подкритической области) быстро увеличивается растворимость хлорида кальция (быстрее, чем у хлоридов щелочей).

По измерениям в гидротермальных скважинах, глубинные растворы на уровне альбитизации пород имеют слабокислую реакцию (Набоко, 1970). С ростом солености и умеренным повышением температуры подземные воды сохраняют реакцию от слабокислой до слабощелочной после высадки сульфат-ионов за счет гидрокарбонат-ионов (Карцев, Вагин, Басков, 1969; Киссин, Пахомов, 1970; Brock, 1971, и др.). Экспериментальная высадка натрия в альбит из натрий-хлоридных растворов повышает их кислотность (Althaus, Johannes, 1969).

В приповерхностной части вулканических накоплений (морских и наземных) кислотность пропитывающих вод повышается за счет продуктов окисления кислых газов и сульфидов.

Массовая региональная альбитизация (деанортитизация) плагиоклазов, по-видимому, протекает в условиях слабокислых или близких к нейтральным засоленных вод.

Проблема источника натрия, обеспечивающего общий подъем уровня содержаний этого элемента в зеленокаменноизмененных эффузивах против первичного (см. ниже), в настоящее время утрачивает остроту. За последние 10—15 лет исследованием глубоких горизонтов подземных вод (на глубинах нескольких километров) установлено повсеместное их засоление, существенно натрий-хлоридное (Виноградов, 1959; Дерпгольц, 1962; Валяшко, 1963; Капченко, 1962; Богомолов, Плотникова, Титова, 1967; Генезис минеральных и термальных вод, 1968; Ходьков, Валуконис, 1968; Щербаков, 1968; Галицин, 1969; Карцев, Вагин, Басков, 1969; Питьева, 1969; Киссин, Пахомов, 1970; Маврицкий, 1971; «Mineral and thermal waters», 1968; «Genesis of mineral and thermal waters», 1968; «Chemical geology», 1969, и мн. др.).

Эта планетарная особенность подземной гидросферы, по существу, снимает с повестки дня дискуссию об исключительном влиянии хлорида натрия морской воды* и подводно-морской фации накопления на региональную альбитизацию эффузивных и иных толщ, содержащих полевые шпаты. Вместе с тем остается открытым сложный вопрос о солевом вкладе погребенных морских вод в подземную гидросферу и вопрос о всей совокупности причин засоленности глубинных подземных вод.

Сейчас массовую альбитизацию («спилитизацию») базальтоидов уже подавляющее большинство исследователей связывает с региональным метаморфизмом или региональным катагенезом. Попытки восстановить в правах старую идею массовой альбитизации эффузивов путем трансвапоризации за счет морской воды или автометаморфизма за счет остаточных растворов самих вулканических магм выглядят на этом фоне анахроничными. Сейчас имеются материалы о том, что региональная альбитизация поражает эффузивные толщи, отлагавшиеся не только в морских, но и в наземных условиях (Лисицына, Хорошилов, 1965; Butler, Ragland, 1969, и др.).

---

* Некоторые авторы ставят под сомнение натрий-хлоридный состав морской воды даже в верхнем докембрии (Казанский, Катаева, Шугурова, 1969).

Автометаморфизм вулканитов, как причина альбитизации, имеет лишь местное значение (см. например, Smith, 1970; Eckhardt, 1971).

Затухание процесса альбитизации к последним стадиям регионального зеленокаменного изменения может иметь целый ряд причин. Прежде всего, геологический темп альбитизации (деанортитизации) при захоронении толщ, по-видимому, достаточен для того, чтобы этот процесс завершился обычно раньше последних стадий зеленокаменного перерождения.

Однако выше были отмечены примеры и признаки того, что альбитизация на эпидотово-актинолитовой стадии заметно не проявляется даже тогда, когда реликтовые первичные плагиоклазы сохранились до этих стадий. Это обстоятельство может быть объяснено уменьшением устойчивости альбитов при повышении температуры и давления и одновременном повышении щелочности среды.

Известно, что на эпидотово-амфиболитовой и амфиболитовой ступенях метаморфизма альбиты заменяются олигоклазами или более основными плагиоклазами.

По экспериментальным данным (Виар, Сабатье, 1965), при 500°С альбит реагирует с кальцием, давая плагиоклазы даже при небольшой концентрации кальция в растворах, в то время как при 400°С для этого требуется неестественно высокая концентрация кальция. По данным других опытов (И. П. Иванов, 1962; Morey, Chen, 1955; Euler, Hellner, 1958; Ermanovišč, Edgar, Currie, 1967; Currie, 1968), при повышении температур воды до надкритических растворимость натрия и кремнезема плагиоклазов в надкритической фазе растет, причем растворимость у натрия увеличивается больше, чем у кальция. Таким образом, на температурном интервале 370—400°С намечается смена поля устойчивости альбита полем устойчивости плагиоклазов. Указанные температуры, по современным данным, свойственны последней, эпидотово-актинолитовой стадии формирования зеленых сланцев (Винклер, 1969; Winkler, 1970).

Возможно, на эпидотово-актинолитовой стадии *PT*-устойчивость альбита и соседних кислых плагиоклазов уравнивается. Вместе с тем растущая с глубиной щелочность среды повышает щелочные свойства кальция, и он начинает устойчиво входить в плагиоклазы.

Область наибольшей устойчивости альбита в присутствии кальция находится, таким образом, ниже критической точки воды.

В лаборатории синтез альбитов, альбитизация полевых шпатов и равновесная перекристаллизация пород при этом достигается при 200°С и выше (Винклер, 1969; Балицкий, Комова, 1968; Наседкин, Козырин, 1969; Chagnon, Saull, 1966; Althaus, Johannes, 1969; Martin, 1969, и др.).

Массовая альбитизация при региональном зеленокаменном метаморфизме осуществляется, по-видимому, при более низких температурах, порядка 100—150°С и даже несколько ниже.

Это подтверждается заметным или обильным появлением альбита в среде геотермальных вод с такими температурами, а также несомненным развитием альбитов совместно с цеолитами (Тернер, 1951; Елисеев, 1959; Набоко, 1963, 1970; Коссовская, Шутов, 1963, 1971; Карпов, 1969; Минералогия гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов, 1970; Винклер, 1969; Coombs, Ellis, Fyfe, Taylor, 1959; Packham, Crook, 1960; Miyashiro, Shido, 1970; Seki, 1970, и др.).

Детальные исследования прогрессивного ряда минералов цеолитовой стадии в эффузивных породах показывают, что массовая альбитизация начинается во время образования кальциевого, наиболее позднего цеолита — ломонтита (Packham, Crook, 1960; Miyashiro, Shido, 1970), а с более ранними цеолитами ассоциирует вторичный калишпат (Muffler, Short, Keith, Smith, 1969; Sheppard, Gude, 1969). Таким образом, начало массовой региональной альбитизации плагиоклазов в эффузив-

ных толщах, по-видимому, совпадает по температуре с ломонтитовой стадией формирования цеолитсодержащих ассоциаций, которая относится к катагенезу или к раннему метаморфизму, по разным классификациям.

Уровни, на которых начинается массовая альбитизация плагиоклазов в вулканогенных толщах, устанавливаются по скважинам в районах современной разгрузки геотермальных вод на глубинах, приближающихся от 1 до нескольких километров, а в районах регионального эпигенеза (Нау, 1966, и др.) — на глубинах 1,5—2 км.

Образование карбонатов (в нашем случае обычно — кальцита), как известно, происходит в довольно широком температурном интервале, начиная от температур земной поверхности. Однако приуроченность количественного максимума кальцита к некоторой средней стадии формирования зеленокаменной ассоциации (позже альбита и раньше эпидота, в конце выполнения полостей) означает, что предпочтительная его высадка идет на некоторой глубине, достигаемой породами по мере захоронения, в термальных водах.

Встречаемость карбонатов, в том числе инкрустационных, в базольтоидных породах заметно больше, чем в салических (см. табл. 11, 12, 22,23), т. е. в определенной мере зависит от первичных содержаний кальция в пределах тел и толщ соответствующих пород.

Как уже отмечено, кальцит не обнаруживает предпочтительной приуроченности к зернам плагиоклаза (альбитовым псевдоморфозам). Следовательно, его нельзя считать обязательным или широко распространенным продуктом процесса деанортитизации плагиоклазов.

Весьма охотно замещаются карбонатами клинопироксены.

Из табл. 18, в которой учтены порфириты, содержавшие совместно вкрапленники плагиоклаза и клинопироксена, ясно видно, что карбонат по клинопироксену встречается предпочтительнее, чем по плагиок-

Таблица 22

*Встречаемость вторичных кальциевых минералов в базальтоидных вулканитах рифея — нижнего палеозоя*

| Ассоциация | Численность и доля (95%-ный доверит. инт., %) пород | | |
|---|---|---|---|
| | Алтай, Салаир, Горная Шория, рифей—нижний палеозой (из 825 пород) | Кузнецкий Алатау, рифей—кембрий (из 725 пород) | Кузнецкий Алатау, нижний ордовик (из 427 пород) |
| С карбонатом (но без эпидота и амфибола) . . . | 256 (27,8—34,2) | 368 (47,2—54,4) | 198 (41,7—51,1) |
| С эпидотом (но без карбоната и амфибола) . . | 126 (12,8—17.8) | 45 (4,5—8,3) | 44 (7,5—13,8) |
| С амфиболом (но без карбоната и эпидота) . . | 59 (5,4—9,0) | 32 (3,0—6,2) | 6 (0,5—3,1) |
| С карбонатом и эпидотом | 104 (10,3—14,9) | 81 (8,9—13,5) | 28 (4,4—9,5) |
| С эпидотом и амфиболом | 109 (10,9—15,5) | 45 (4,5—8,3) | 3 (0,1—2,1) |
| С амфиболом и карбонатом | 52 (4,6—8,0) | 35 (3,4—6,7) | 3 (0,1—2,1) |
| С карбонатом, эпидотом и амфиболом совместно . | 34 (2,9—5,8) | 34 (3,2—6,6) | 4 (0,3—2,4) |
| С эпидотом и (или) амфиболом . . . . . | 484 (55,3—62,1) | 272 (34,0—41,0) | 53 (10,3—17,5) |
| С карбонатом, разные ассоциации . . . . . | 446 (50,7—57,5) | 518 (68,1—74,7) | 233 (49.9—59,3) |
| С эпидотом » » | 373 (41,8—48,6) | 205 (25,0—31,6) | 79 ((14,8—22,2) |
| С амфиболом » » | 254 (27,6—34,0) | 150 (17,8—23,6) | 16 (1,6—9,0) |
| С пренитом » » | 46 (4,1—7,4) | 26 (2,3—5,3) | 8 (0,08—3,7) |
| С пумпеллиитом » » | 7 (0,3—1,7) | 26 (2,3—5.3) | 1 (0—1,3) |
| Без вышеперечисленных минералов . . . . . | 77 (7,3—11,3) | 52 (5,3—9,1) | 130 (26,0—34,8) |

Примечание. В выборку из нижнего ордовика Кузнецкого Алатау входят 275 лавовых и 152 субвулканических пород, в предыдущие две выборки — почти исключительно лавовые.

лазу. В карбонатсодержащих порфиритах карбонаты поражают вкрапленники пироксена почти обязательно — в 456 из 503 (88—93%) случаев. При этом карбонат в псевдоморфозах по клинопироксену обычно содержится в большем количестве, чем в псевдоморфозах по плагиоклазу. Столь тесные соотношения карбонатов с клинопироксеном указывают на то, что они являются существенно продуктом разложения клинопироксена, сопровождавшегося фиксацией кальция на месте. Карбонаты при этом могли поражать и вкрапленники плагиоклаза, чему соответствует умеренно сильная положительная сопряженность между появлением карбоната по плагиоклазам и клинопироксенам (см. табл. 18).

Таким образом, есть основание считать, что на стадии массового карбонатообразования происходит интенсивное разложение и замещение клинопироксена.

Об изменениях химического состава эффузивных масс при карбонатизации можно судить по корреляционным связям между содержаниями $CO_2$ (как показателем степени карбонатизации) и породообразующих компонентов. В табл. 15 приведены коэффициенты парной линейной корреляции для выборки базальтоидов рифея — нижнего палеозоя запада Алтае-Саян. Отметим, что использованные выражения содержаний компонентов в виде весовых отношений к сумме кислорода нелетучих окислов не только избавляют от закрытой суммы и дают близкие к истинным оценки корреляций, но и позволяют более корректно судить о привносе — выносе элементов, так как аналогичны числам Барта и другим формам соотнесения элементов с кислородом, применяемым при анализе метасоматоза.

Из корреляции (см. табл. 15) следует, что с усилением карбонатизации уменьшается содержание трехвалентного железа, которое сопровождается уменьшением валового железа. Для стадии массовой карбонатизации, таким образом, характерны редукция железа и некоторое его удаление. Ниже увидим, что противоположные тенденции имеют место на стадии эпидотизации; это говорит о некотором перераспределении железа и кислорода между соседними зонами карбонатизации и эпидотизации. Вынос мог в принципе осуществляться за счет разложения стекла, авгита и плагиоклаза. Отсутствие корреляции $CO_2$ с натрием говорит в пользу того, что существенное разложение (деанортитизация) плагиоклазов на карбонатной стадии уже не имело места.

Отрицательная корреляция между углекислотой и алюминием указывает на вынос последнего из зоны массовой карбонатизации в ходе перераспределения элементов между теми же зонами карбонатизации и эпидотизации.

Положительная корреляция кремнезема с углекислотой, свидетельствующая о некотором привносе его в зону массовой карбонатизации, уже обсуждалась выше.

Положительная связь между калием и углекислотой может свидетельствовать о привносе калия в зону массовой карбонатизации.

Петрохимические эффекты привноса — выноса, судя по малой величине коэффициентов корреляции (см. табл. 15), слабы.

В отношении возможностей высадки карбонатов в верхних (приповерхностных и верхних) слоях вулканических накоплений отметим следующее.

Опытами показано, что в контакте со значительными объемами морской воды при давлениях, соответствующих глубинам 1 км и больше, и при нормальных для этих глубин температурах карбонат кальция неустойчив и переходит в раствор (Pytkowicz, 1967). Таким образом, следует ожидать, что в начале заполнения полостей в верхних слоях сухопутных или мелководных вулканических накоплений кальцит будет высаживаться чаще, чем в верхних слоях глубоководных морских вулканических накоплений.

Наши данные позволяют проверить, реализовалось ли это различие в верхнедокембрийских и нижнепалеозойских эффузивах. Можно с достаточной уверенностью считать, что красноцветные лавы в общем более мелководны (вплоть до наземных), чем обычные зелено-серые (хотя среди последних тоже присутствуют мелководные разновидности).

Таблица 23

*Сопряженность появления карбонатов в первом инкрустационном слое миндалин с цветом базальтоидов*

| Породы | Численность пород с первым инкрустационным слоем | |
|---|---|---|
| | *с карбонатом* | *без карбоната* |
| Красноцветные (лиловые, лиловатые) . . | 53 | 277 |
| Серо-зеленые . | 103 | 865 |
| | $\chi^2=6{,}35$; $k=0{,}07$ | |

В табл. 23 приведены подсчеты для базальтоидных лав рифея и нижнего палеозоя Алтая, Салаира, Горной Шории и Кузнецкого Алатау (в последнем регионе — без ордовика). Видно, что в первом инкрустационном слое красноцветных лав кальцит встречается чаще, чем в зеленосерых лавах. Различие имеет 99%-ную надежность, хотя сопряженность между признаками слаба.

*Следовательно, ранняя высадка кальцита действительно чаще* встречается в мелководных и наземных лавах, чем в более губоководных. Таким образом, мы получаем еще один фациальный признак для различия лав по относительной глубине излияний.

Массовой высадке карбонатов на послеальбитовой стадии должно соответствовать благоприятное сочетание условий, к которым могут относиться влияние температуры и давления, концентрация $CO_2$ в растворах, кислотность и соленость среды.

Как уже отмечалось, щелочность вод подземной гидросферы вообще понижена именно в верхних зонах за счет заметного содержания гидрокарбонат- и сульфат-анионов.

Пониженная щелочность способствует растворению карбонатов. Щелочная среда, благоприятная для их высадки, по-видимому, устанавливается ниже зоны массовой альбитизации.

С уменьшением общего давления — приближением к поверхности — уменьшается концентрация насыщения $CO_2$ в подземных водах (метаморфизующих флюидах). Это вытекает из физико-химических соображений (Коржинский, 1960в), подтверждается опытами при давлении до первых тысяч атмосфер и температурах до 300—400°С для чистой воды и хлоридных растворов (Циклис, 1969; Малинин, Кануков, 1971; Segnit, Holland, Biscardy, 1962; Takenouchi, Kennedy, 1965, и др.) и статистическим анализом распределения углекислоты в термальных водах, разбуренных до глубин в несколько километров (Hitchon, Freidman, 1969). Установлено, что концентрации насыщения $CO_2$ уменьшаются в хлоридно-натриевых растворах по сравнению с водой, причем эта разница невелика при 150—200°С, но значительна при 250°С и выше.

Повышение температуры более противоречивым образом влияет на растворимость $CO_2$ в воде, а также в хлоридных растворах, близких по концентрации HCl к морской воде. При преобладании в системе воды над углекислотой растворимость последней в интервале давлений 150—200 атм (отвечающих гидростатическому давлению до глубин 1,5—2 км) низка при 350—200°С и растет в сторону более низких температур (Циклис, 1969; Segnit, Holland, Biscardy, 1962; Takenouchi, Kenedy, 1965). При более высоких давлениях растворимость $CO_2$ сильно растет в том же температурном интервале в сторону более высоких температур. В 6%-ном растворе NaCl при 250—350°С и давлениях выше 500 атм растворяется более 10 вес. % $CO_2$.

Растворимость кальцита в области гидротермальных температур 100—400°С в натрий-хлоридном растворе 1N концентрации уменьшается с ростом температуры (Малинин, Кануков, 1971; Ellis, 1963). Рост давления на водные и натрий-хлоридно-водные растворы, наоборот, повышает растворимость $CaCO_3$ (Малинин, Кануков, 1971; Miller, 1952; Sharp, Kennedy, 1965). Растворимость $CaCO_3$ повышается также при добавлении NaCl в водный раствор (Малинин, Кануков, 1971; Ellis, 1963). При нормальном геотермическом градиенте, гидростатическом давлении подземных вод и увеличении их солености с глубиной влияние этих трех факторов на гидротермальную растворимость $CaCO_3$ более или менее уравновешивается. Переход от гидростатического давления к литостатическому, очевидно, должен сильно повысить растворимость $CaCO_3$. Экспериментами показано (Малинин, Кануков, 1971; Sharp, Kennedy, 1965), что растворимость кальцита находится в сложной периодической зависимости от содержания $CO_2$ в системе как в водных, так и в натрий-хлоридно-водных растворах. В натрий-хлоридных растворах с концентрациями от 1N (близкой к концентрации морской воды) до 3N в температурном интервале 200—350°С и давлениях до 1000 атм растворимость $CaCO_3$ имеет максимум при содержаниях углекислоты 4—6 вес. %, снижаясь отсюда в сторону как более низких, так и более высоких содержаний $CO_2$. Минимум растворимости $CaCO_3$, слабый при 200°С и резкий при 300—400°С, имеется в области содержаний $CO_2$ в системе от 10 до 30 вес. %. Отметим, что этот резкий минимум при региональном метаморфизме силикатных пород не может реализоваться в виде массовой высадки карбонатов, так как при температурах 300—400°С происходит усиленное связывание кальция в силикатах и алюмосиликатах (см. ниже). Однако спад растворимости $CaCO_3$ при содержаниях $CO_2$ 6—10 вес. % (Малинин, Кануков, 1971), отвечающих насыщению углекислотой примерно 1N раствора NaCl при 150—200° С (Takenouchi, Kennedy, 1965), вполне может реализоваться в массовой высадке кальцита при этих температурах и давлениях в несколько сотен атмосфер (т. е. при гидростатических давлениях воды на глубинах первых километров).

Этот вывод согласуется с наблюдениями в глубоких скважинах, пробуренных в терригенных и вулканогенных толщах (Алексеев, Кухаренко, Войтов, Галкин, 1971; Розин, Сердюк, 1971; Brown, Ellis, 1970, и др.). Интенсивное формирование вторичных карбонатов, сопровождаемое резким уменьшением содержания Са и $CO_2$ в горячих растворах, фиксируется на глубинах порядка 2—3 км и иногда больше.

На опыте изучения зон разгрузки современных гидротерм отмечено (Уайт, 1965), что при 200—300°С хлоридно-натриевые воды могут находиться в равновесии с кальцитолитами (заметно не обогащаясь кальцием) и на небольших глубинах. Но это правомерно лишь для гидротерм, очень бедных углекислотой (Малинин, Кануков, 1971).

На глубинах 2—7 км (средняя гидродинамическая зона) происходит переход от гидродинамического режима верхней (гидростатической) зоны к нижней (литостатической) зоне подземных вод (Ежов, Вдовин, 1970). Поскольку литостатическое давление гораздо больше гидростатического давления воды на той же глубине, градиент давления в средней гидродинамической зоне с глубиной растет. Где-то в низах верхней или верхах средней гидродинамической зоны при давлениях, близких к гидростатическому (сотни атмосфер), и температурах 150—200°С могут быть достигнуты оптимальные условия для гидротермальной высадки кальцита.

При переходе от гидростатических давлений к литостатическим массовое образование кальцита становится мало вероятным.

Обеспечить отмеченные выше повышенные концентрации $CO_2$ в растворах может декарбонатизация пород в лежащей ниже более вы-

сокотемпературной зоне, где образуются эпидот и вторичные амфиболы.

Сделанные температурные оценки для стадии массового карбонатообразования согласуются со сделанным выше выводом о том, что предыдущая стадия массовой альбитизации осуществляется при температурах 100—150°С или немного ниже.

Значение кальцита как характерного минерала в ряду низкотемпературных метаморфических изменений было отмечено уже давно. А. Харкер (1937) выделял кальцит-альбит-хлоритовые сланцы как низшую степень регионального метаморфизма. Однако значение кальцита как характерного минерала все еще упускается из виду в некоторых руководствах по метаморфизму.

Региональная кальцитизация четко предшествует массовому образованию эпидотов.

Эпидотизация в рассматриваемых зеленокаменных комплексах проявлена реже по сравнению с карбонатизацией. Инкрустационные эпидоты довольно редки (см. табл. 11 и 12) и, несомненно, образовались в зонах аномального прогрева и пропилитизации (район Тайметского месторождения самородной меди в Мрасском выступе Горной Шории и др.).

Эпидоты, как правило, поражают сыпью всю ткань породы, в том числе и инкрустационные агрегаты.

Метасоматический эпидот охотно (избирательно) замещает карбонатные слои в инкрустациях, а также карбонаты псевдоморфоз. Антагонизм между эпидотом и карбонатами в метабазальтоидах (см. табл. 14) объясняется этим замещением. Устойчивость кальцита на стадии массовой эпидотизации явно уменьшается; происходит декарбонатизация пород, метаэффузивы теряют углекислоту.

Эпидот предпочтительнее встречается по плагиоклазу, чем по клинопироксену, что выражено слабой статистической сопряженностью (табл. 24). Эта слабая избирательность может быть обязана в основном повышенному содержанию глинозема в плагиоклазе (в том числе в альбите) по сравнению с пироксеном. Эпидот в пределах плагиоклазовых зерен мог развиваться биметасоматически (путем реакции включений более раннего вторичного карбоната с альбитом) или реакцией альбита с кальцием растворов. Прямая гидратация анортитового компонента (соссюритизация) не могла иметь значительного развития ввиду редкости реликтов первичных плагиоклазов.

В эпидотсодержащих метапорфиритах эпидот далеко не всегда заходит в пределы вкрапленников клинопироксена. Среди эпидотсодержащих порфиритов рифея — кембрия Кузнецкого Алатау, содержавших вкрапленники клинопироксена, эпидот в пределах последних (или псевдоморфоз по ним) отмечен только в 67 из 152 (34—51%)

Таблица 24

*Сопряженность во вкрапленниках эпидота и амфибола с первичными минералами порфиритов*

| Местоположение вторичных минералов | В порфиритах с эпидотом | | В порфиритах с вторичными амфиболами | |
|---|---|---|---|---|
| | есть эпидот | нет эпидота | есть амфибол | нет амфибола |
| В пределах вкрапленников | | | | |
| плагиоклаза . | 122 | 105 | 7 | 112 |
| пироксена . . | 60 | 156 | 124 | 11 |
| | $\chi_1^2=23{,}2;\ k=0{,}26$ | | $\chi_2^2=183{,}5;\ k=0{,}85$ | |

Таблица 25

*Распределение порфиритов с реликтами клинопироксена во вкрапленниках в зависимости от состава вторичных минеральных ассоциаций*

| Породы | Численность пород по минеральным ассоциациям | | |
|---|---|---|---|
| | без эпидота, актинолита и уралита | с эпидотом | с актинолитом и уралитом |
| С реликтами клинопироксена | 192 | 88 | 49 |
| | 75 | 79 | 75 |
| | 267 | 167 | 124 |
| Без реликтов клинопироксена | 250 | 94 | 61 |
| | 74 | 119 | 74 |
| | 324 | 213 | 135 |

Примечание. В каждой клетке верхняя строка — рифей — нижний ордовик Кузнецкого Алатау (из 678 пород); средняя — рифей — нижний ордовик Горного Алтая, Горной Шории и Салаирского кряжа (из 415 пород); нижняя — объединенная выборка (из 1093 пород).

случаев, а по данным из Горной Шории, Алтая и Салаирского кряжа (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969) — в 60 из 206 (22—34%) пород.

Сохранение реликтов клинопироксена не обнаруживает значимой зависимости от появления в породах эпидота (табл. 25; проверено с помощью критерия $\chi^2$). В табл. 25 учтены лишь те порфириты, в которых вкрапленники клинопироксена присутствовали в первичном агрегате.

Сказанное свидетельствует о том, что на эпидотовой стадии зеленокаменного изменения интенсивность замещения клинопироксенов убывает.

Эпидот во вкрапленниках пироксена мог развиваться биметасоматически, за счет реакции более раннего кальцита с хлоритом. Реакция кальцита с клинопироксеном и прямая эпидотизация клинопироксена требуют избытка в растворах глинозема, который в условиях интенсивной высадки последнего на стадии массовой эпидотизации мало вероятен.

По наблюдениям в скважинах в полях разгрузки гидротерм (Muffler, White, 1968) разложение кальцита с освобождением $CO_2$ и одновременным образованием эпидота фиксируется при достижении температуры 300—320°С на глубинах около 1 км и глубже; при дальнейшем повышении температур обломочный кальцит исчезает, а эпидот становится обильным.

Указанные температуры могут характеризовать эпидотовую стадию регионального изменения эффузивов.

Расчетом корреляций было установлено по выборке базальтоидов Алтая, Салаира и Горной Шории (141 порода; Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969), что появление эпидота сопровождается повышением в породах содержания алюминия ($r = +0{,}32$) и уменьшением — магния ($r = -0{,}27$). Содержания элементов выражались в виде весовых отношений к сумме кислорода нелетучих окислов.

Уменьшение содержания магния в породе при образовании эпидота как практически безмагниевого минерала означает некоторый вынос его из породы, несмотря на то, что хлорит с появлением эпидота становится более магнезиальным (см. ниже).

Положительная корреляция появления эпидота с алюминием в указанной работе объяснялась предпочтительным развитием эпидота как высокоглиноземистого минерала в породах с повышенным содержанием алюминия. Не отрицая полностью фактора избирательности, следует, однако, допустить, что имеет место и некоторая миграция алюминия на стадии эпидотизации, подобно тому как это выяснилось для карбонатной стадии.

Привнос алюминия в зону эпидотизации и вынос его из зоны высадки кальцита позволяют допустить некоторое перераспределение алюминия между этими смежными зонами через растворы.

Для Si, Ti, Fe, Ca, Na, K значимой корреляции с появлением эпидота в метабазальтоидах не установлено. Это говорит об отсутствии или слабости систематического привноса или выноса этих элементов

из пород эпидотовой стадии. Отсутствие связей с кальцием и натрием свидетельствует в пользу того, что на эпидотовой стадии существенная альбитизация плагиоклазов не идет.

Появление эпидота в породе сопровождается изменением соотношения содержания двух- и трехвалентного железа. Это доказывается прямой связью появления эпидота в породах с $Fe^{+3}$ и обратной — с $Fe^{+2}$. По 141 пробе базальтоидов из Алтая, Салаира и Горной Шории были соответственно получены коэффициенты корреляции +0,298 и —0,242 (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969). Именно такую (по знаку) зависимость следовало ожидать теоретически, поскольку эпидот включает железо в основном в трехвалентной форме (ср. также: Reed, Morgan, 1971).

Дополнительное окисление железа при образовании эпидота противоречит обычному представлению о том, что для зеленокаменного изменения эффузивов характерна только редукция железа.

Можно полагать, что повышению активности кислорода в сравнительно глубокой зоне зеленокаменного метаморфизма благоприятствует повышение щелочности растворов, которое уже для зоны карбонатизации представляется несомненным. Усиление щелочности среды, как известно, повышает степень окисленности железа в гидротермальных и магматических системах (Щербина, 1963, и др.). В принципе возможно перераспределение ионов кислорода и водорода во флюидах (Югстер, 1961, и др.) между эпидотовой и соседними зонами. С другой стороны, можно предположить, что окислению железа здесь способствует усиление диссоциации водно-углекислых флюидов, повышающее их окислительные возможности. При этом следует иметь в виду возможность образования углеводородов.

Установлено (Циклис, 1969), что критическая кривая системы $H_2O$—$CO_2$ имеет широкий температурный минимум в области давлений 1—3 кбар, от которого идет быстрый подъем этой кривой к точке 374°С при снижении давления примерно до 200 атм. При 250—350°С и давлениях 300 атм и выше водно-углекислый флюид, таким образом, сильно диссоциирован и может иметь повышенную концентрацию ионов кислорода. Повышенные концентрации $CO_2$ во флюиде частью могут обеспечиваться идущим в зоне эпидотизации разложением карбонатов.

Стадия массового регионального развития эпидота всеми исследователями относится к зеленосланцевой стадии (и фации), причем некоторые принимают ее за нижнюю границу этой фации.

Вторичные амфиболы (актинолиты, иногда уралиты и зеленые роговые обманки) встречаются в рассматриваемых зеленокаменных ассоциациях реже, чем эпидоты (см. табл. 22).

Явно инкрустационные амфиболы очень редки и так же, как эпидоты, могут быть в этих случаях обязаны аномальным процессам типа пропилитизации.

Амфиболы, как правило, наложены на все первичные и вторичные минералы, исключая более поздние контактово-метаморфические, некоторые жильные, ретроградные и гипергенные генерации минералов.

Амфиболы часто ассоциируют с эпидотом, обнаруживая слабую положительную сопряженность с ним; последняя, как уже отмечено, свидетельствует в пользу отсутствия значительного замещения эпидотов амфиболами и существенно одновременного образования обоих минералов. В то же время более широкое распространение ассоциаций с эпидотом, но без амфибола (см. табл. 22) говорит о том, что массовое развитие эпидота начинается раньше, чем развитие амфиболов, что отвечает общеизвестным представлениям.

Амфиболами очень сильно замещаются карбонаты, что проявляется в резкой отрицательной корреляции между этими минералами (см.

табл. 14). Таким образом, на стадии актинолитизации устойчивость карбонатов сильно уменьшена. Метаэффузивы на этой стадии неизбежно теряют углекислоту.

Амфиболы почти не поражают плагиоклазы, но интенсивно замещают клинопироксен (см. табл. 18).

Среди порфиритов, содержащих актинолит или уралит, последние зафиксированы во вкрапленниках клинопироксенов в 94 из 111 (75—91%) случаев в рифее — нижнем ордовике Кузнецкого Алатау и в 131 из 143 (85—96%) случаев в рифее — нижнем ордовике Горной Шории, Алтая и Салаирского кряжа. Эти подсчеты произведены для порфиритов, в которых вкрапленники клинопироксена первично присутствовали. Высокая встречаемость вторичных амфиболов по клинопироксенам доказывает широкое проявление «уралитовой» реакции на последней стадии зеленокаменного перерождения эффузивов.

Однако вторичные амфиболы охотно развиваются не только по клинопироксену, но также по апопироксеновым хлоритам и карбонатам, которые бывают весьма обильны именно по клинопироксенам. Прямо по клинопироксену развивается основная часть уралита и некоторая часть волокнистых агрегатов актинолита.

Следует отметить, что, по данным табл. 25, с появлением вторичных амфиболов в порфиритах встречаемость реликтовых клинопироксенов во вкрапленниках в общем не уменьшается по сравнению с породами более ранних стадий метаморфизма. Видимое противоречие этих данных с другими, изложенными выше, снимается, если предположить, что актинолитовая стадия (там, где она фактически наступает) реализуется во времени за счет сокращения продолжительности предыдущих стадий. Поэтому суммарный эффект замещения клинопироксенов мог оказаться практически одинаковым. Не исключено также, что оценка по встречаемости реликтов здесь недостаточно чувствительна и требуются более тонкие количественные наблюдения. Однако можно считать во всяком случае, что замещение клинопироксенов на актинолитовой стадии шло не более интенсивно, чем на карбонатной.

Как видно из изложенного, амфиболы зеленокаменной ассоциации образовались в результате целой серии реакций.

Было выяснено (141 анализ; Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969), что с появлением в метабазальтоидах актинолита положительно коррелируется содержание магния ($r=+0{,}18$) и отрицательно — алюминия ($r=-0{,}25$). Знаки связей противоположны тем, которые отмечены выше для эпидотизации. Таким образом, образование актинолита сопровождается некоторым выносом из пород алюминия и привносом магния. Эффекты привноса — выноса довольно слабы, судя по малой величине корреляционных коэффициентов. Дополнительный вклад в эти связи может вносить влияние уровней Mg и Al в породах (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969).

Появление в породах вторичных амфиболов не имеет достоверной корреляции с Si, Ti, Na, Ca, K.

Ниже будет показано, что при актинолитизации в отличие от эпидотизации происходит восстановление окисного железа в закисное, т. е. уменьшена активность кислорода. Это обстоятельство подтверждает, что стадия (и зона) актинолитизации в известной мере самостоятельна и не полностью совпадает с эпидотовой. Об этом же говорят противоположные тенденции привноса — выноса алюминия и магния в породах при образовании эпидота и актинолита. Эти противоположные тенденции в то же время свидетельствуют о возможном обмене алюминием и магнием между этими смежными зонами через растворы.

При разделении той же выборки 141 пробы базальтоидов на две части (1 — породы, не содержащие эпидота и вторичных амфиболов, и 2 — породы, содержащие эпидот и (или) амфибол) не была установле-

на достоверная сопряженность этих классов с содержанием главных силикатных элементов (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969); исключение составляет положительная корреляция трехвалентного железа с появлением эпидота и (или) актинолита. Это говорит о том, что среднестатистический состав эффузивов, сложившийся в верхней половине профиля регионального зеленокаменного изменения, в нижней половине этого профиля уже существенно не меняется.

Развитие в породах эпидота и амфиболов как минералов повышенной плотности неизбежно увеличивает плотность метаэффузивов. Это является закономерной реакцией на повышение давления. Отметим, что показанное выше отсутствие значительного развития альбита (как фазы с малой плотностью) одновременно с эпидотом и амфиболом хорошо согласуется с этой закономерностью.

Намечается возможность связать региональный переход к эпидото-актинолитовой ассоциации с достижением подземными водами (флюидами) условий литостатического давления с глубиной. Как уже отмечено, высокие давления, близкие к литостатическим, характеризуют нижнюю гидродинамическую зону, а также нижнюю часть переходной (средней) гидродинамической зоны (Ежов, Вдовин, 1970). Нижняя часть средней зоны, занимающей интервал глубин 3—7 км, характеризуется повышенным градиентом давления, и в ней достигаются близкие к литостатическим давления порядка первых килобар и температуры выше 200°С, благоприятные для образования эпидота и актинолита. Флюидные фазы в нижней гидродинамической зоне находятся в условиях существенно закрытой пористости и сильно затрудненной циркуляции.

Рассольный характер глубинных вод (флюидов) приводит к тому, что жидкая фаза не исчезает в критической точке воды, а может существовать при температурах примерно до 600—700°С при давлениях около 1000 атм (равных гидростатическому давлению на глубине около 3 км). Это показано экспериментальным изучением водных растворов HCl с концентрациями до 20 вес. % (Takenouchi, Kennedy, 1965) и другими исследованиями (Штернберг, 1962). Присутствие жидкой фазы способствует протеканию метаморфизма.

По новейшим экспериментальным данным (Nitsch, 1971), устойчивый парагенезис актинолит — хлорит — эпидот — кварц в водной среде может существовать при давлениях 2—3 кбар (отвечающих литостатическому давлению на глубинах 6—10 км) и минимальных температурах порядка 350°С. Указанный температурный предел мало изменяется при дальнейшем возрастании давления.

Рассмотренные вторичные амфиболы (так же, как эпидот и другие вторичные минералы), строго говоря, являются полиметаморфическими продуктами, так как к регионально-метаморфическим генерациям амфиболов неизбежно примешиваются образования экзоконтактовых ореолов интрузий, зон пропилитизации, околожильных и других изменений, которые нельзя полностью отделить при исследовании.

Хлорит оказывается проходным минералом для всех стадий вторичного минералообразования в рассматриваемых метаэффузивных комплексах в полном соответствии с известной устойчивостью обычных хлоритов в ряду зеленокаменных изменений (Кепежинскас, 1965; Маракушев, 1968, и др.). Наши материалы показывают, что массовое образование хлорита шло на кварцевой, альбитовой и карбонатной стадиях.

Хлорит является главной вторичной фазой, связывающей железо и магний и частью также алюминий.

Хлорит охотно выполняет полости и замещает ткань пород. При этом инкрустационные хлориты развиты гораздо больше в базальтоидных лавах, чем в салических (см. табл. 11, 12), как и хлориты заме-

щения. Хлорит в основном замещает интерстициальное стекло базальтоидов, микролиты и вкрапленники темноцветных силикатов. В малых количествах, хотя и часто, он развивается по плагиоклазам.

Ранее (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969) была установлена прямая корреляция между светопреломлением хлоритов в метабазальтоидах и содержанием в этих породах закисного железа. Расчет линейных корреляций между *Nm* и $Fe^{+2}$ (по 58 метабазальтоидам из Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Алтая и Салаирского кряжа) подтверждает эту зависимость ($r=0{,}36$ при $r_{05}=0{,}26$). Связь остается значимой при закрепленном любом из остальных породообразующих элементов, а также при закрепленном отношении $\Sigma Fe/O$.

Таким образом, одним из факторов, влияющих на оптику и состав хлоритов, является железистость пород: с возрастанием последней повышается светопреломление и, следовательно, железистость хлоритов.

В связи с влиянием железистости пород на величину светопреломления (и железистости) образующихся в них хлоритов показательно своеобразие хлоритов из салических вулканогенных пород (кислые порфиры, ортофиры, вулканитовые аркозы) нижнего ордовика Кузнецкого Алатау и Салаирского кряжа. На рис. 13 видно, что распределение *Nm* хлоритов салических пород сдвинуто в сторону повышенных значений. По своему положению оно отличается от любого из трех распределений *Nm* хлоритов базальтоидов (на уровне надежности не ниже 99%-ного). Таким образом, хлориты в салических метаэффузивах более железисты, чем в метабазальтоидах. Это различие, естественно, объясняется низким содержанием магния и повышенным отношением железа к магнию в салических породах.

Связь железистости хлоритов с железистостью метаморфизуемых пород согласуется с данными других исследований (Кепежинскас, 1965; Albee, 1962; Марковский, Розинова, 1971).

Приуроченность и корреляционные связи хлоритов говорят о недалеком переносе компонентов хлорита или о формировании его прямо на месте разлагаемых и реагирующих минералов.

Хлорит оказывается основным или единственным аккумулятором избытка глинозема при девитрификации стекол, альбитизации плагиоклазов и карбонатизации эффузивов, а также, несомненно, участвует в перераспределении глинозема или образовании эпидота и актинолит-уралита.

Было отмечено (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969), что удлинение (оптический знак) хлоритов и появление аномальных интерференционных окрасок в них сопряжены с составом минеральных ассоциаций. В базальтоидах Алтая, Салаира и Горной Шории довольно часто появляются отрицательно удлиненные (оптически положительные) хлориты в породах с эпидотом и (или) актинолитом (в 10 из 31, или 17—51%, случаев на совокупность); в то же время хлориты в породах без этих минералов в подавляющем большинстве случаев (17 из 18, или 73—100%) содержат лишь оптически отрицательный хлорит.

В табл. 26 показано соотношение между появлением отрицательно удлиненных хлоритов и появлением эпидота и амфиболов в базальтоидах рифея — нижнего ордовика Кузнецкого Алатау. Доля пород с отрицательно удлиненными хлоритами наиболее высока среди эпидотсодержащих разностей. Среди разновидностей, содержащих актинолит-уралит без эпидота, доля пород с отрицательно удлиненными хлоритами такова же, как в породах низкого уровня зеленокаменного изменения (без эпидота и вторичных амфиболов).

Таким образом, появление отрицательно удлиненных хлоритов в метабазальтоидах сопряжено с появлением в них эпидота.

Таблица 26

*Сопряженность знака удлинения хлоритов с появлением эпидота и амфиболов во вторичной минеральной ассоциации базальтоидных вулканитов*

| Особенности хлоритов, содержащихся в породах | Вторичная минеральная ассоциация | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| | без эпидота и амфибола | с эпидотом, но без амфибола | с эпидотом, совместно с амфиболом | с эпидотом вообще | с амфиболом, но без эпидота |
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| Только с положительным удлинением . . . . | 471 | 92 | 39 | 131 | 46 |
| С отрицательным удлинением и изотропные | 55 | 59 | 30 | 89 | 8 |

Примечание. Статистики сопряженности для четырехклеточной таблицы, составленной из столбцов 1 и 4: $\chi^2=87{,}7$; $k=0{,}34$; для таблицы, составленной из столбцов 1 и 5: $\chi^2=0{,}6$; $k=0{,}04$.

Данные по метабазальтоидам рифея и нижнего палеозоя Алтая, Салаира и Горной Шории (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969) и ордовика Кузнецкого Алатау (Налетов, 1970) показывают, что имеется умеренно сильная сопряженность между удлинением (или оптическим знаком) и светопреломлением хлоритов (табл. 27). По характеру она согласуется с общей тенденцией (Albee, 1962) перехода хлоритов в отрицательно удлиненные (оптически положительные) разновидности при уменьшении железистости и повышении магнезиальности.

Таким образом, с появлением эпидота хлориты имеют тенденцию переходить в более магнезиальные разновидности, что вполне естественно, поскольку эпидот является железистой и практически безмагниевой фазой. Описанные данные по хлоритам зеленокаменных эффузивов подтверждают правило роста магнезиофильности железо-магниевых минералов с повышением температуры при постоянном валовом составе породы (Перчук, 1970).

В нашем случае перераспределение железа между хлоритом и эпидотом способствует сохранению валового содержания железа в данном объеме породы.

На этапе образования эпидота и амфиболов можно ожидать некоторого общего сокращения количества хлорита в метавулканитах; в отдельных случаях признаки значительного замещения хлоритов этими минералами устанавливаются в шлифах.

Нами (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969) на основании анализов с раздельным определением связанной воды и углекислоты (36 пород без эпидота и актинолита; 26 пород с эпидотом, но без актинолита; 21 порода с актинолитом) были сопоставлены с помощью теста медианы и критерия Вилкоксона содержания конституционной воды. Значимых различий между указанными выборками не установлено. Постоянство содержания воды в том же ряду минеральных ассоциаций отмечено для верхнемеловых — палеогеновых эффузивов Камчатки (Марковский, Розинов, 1971).

Следовательно, заметной общей дегидратации зеленокаменных пород на эпидотово-актинолитовом этапе еще не происходит и систематического сильного сокращения объема хлорита (который содержит в 4—6 раз больше воды, чем эпидот и амфибол, и является главным ее аккумулятором) не имеется. Сокращение объема хлорита при примерно

Таблица 27

*Сопряженность знака удлинения хлоритов с их показателями преломления*

| Удлинение | Показатель светопреломления $Nm$ | |
|---|---|---|
| | $\geqslant 1{,}617$ | $>1{,}617$ |
| Положительное . . | 42 | 67 |
| Отрицательное . . . | 29 | 3 |
| | $\chi^2=24{,}8$; $k=0{,}42$ | |

постоянном содержании воды в породе должно быть в несколько раз меньше, чем объем образующихся эпидота и амфиболов. Как отмечено выше, на стадии массового образования эпидота в метаэффузивах может иметь место значительная перекристаллизация хлоритов. Но, по-видимому, нельзя говорить о систематическом общем приросте объема хлоритов на эпидотово-актинолитовой стадии, который предполагался нами в упомянутой работе.

Пумпеллиит и пренит, которые встречаются редко (см. табл. 22), в пределах рассматриваемых вулканических комплексов чисто локальны. Таким образом, здесь нет видимых оснований для выделения региональной пренит-пумпеллиитовой стадии (и фации) регионального изменения эффузивов.

Трудно предположить, что пренит и пумпеллиит могли в значительной мере исчезнуть при прогрессивном метаморфизме, так как имеются данные о широкой устойчивости этих минералов в фации зеленых сланцев (Coombs, 1960; Ellis, Fyfe, Taylor, 1959; Seki, 1961; Miyashiro, 1968; Nitsch, 1971).

Табл. 28, в которой объединены наблюдения по базальтоидным вулканитам рифея — нижнего ордовика Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Алтая и Салаирского кряжа, показывает, что появление эпидота и актинолит-уралита не влияет на встречаемость пренита в породах, но встречаемость пумпеллиита слегка убывает с появлением вторичных амфиболов.

Продукты цеолитизации, известные в измененных эффузивных толщах многих других районов, в рассматриваемых вулканических ассоциациях Алтае-Саянской области практически не сохранились. Этот факт согласуется с другими данными о том, что в центральной части Алтае-Саянской области (Бровков, 1969) цеолиты не характерны для толщ, древнее нижнего девона.

Явные продукты замещения цеолитов можно ожидать в ранних инкрустационных слоях полостей вулканитов в виде псевдоморфоз кварца, халцедона, альбита, хлорита и т. д. Из этих возможных образований в нескольких случаях наблюдались в миндалинах и других полостях базальтоидных и кислых лав псевдоморфозы кварца с необычной для собственно кварцевых кристаллов формой и косой к удлинению ориентировкой оптической оси. Возможно, что псевдоморфозами по инкрустационным цеолитам являются некоторые агрегаты альбита и редкие шестовато-сетчатые образования хлорита у стенок миндалин. Подчеркнем, что собственно инкрустационные слои кварца, халцедона, альбита, хлорита, карбонатов в полостях изученных эффузивов почти всегда мономинеральны и лишь очень редко представляют полиминеральный агрегат, аналогичный хаотическим агрегатам в псевдоморфозах по первичным минералам лав.

Таблица 28

*Встречаемость пренита и пумпеллиита в ассоциации с другими вторичными минералами в базальтоидных вулканитах*

| Ассоциации | Численность и доля (95%-ный доверит. инт., %) пород |
|---|---|
| Пренит в породах | |
| с карбонатом | 41 из 1197 (2,5—4,7) |
| эпидотом | 20 из 657 (1,9—4,7) |
| актинолит-уралитом | 12 из 415 (1,5—5,1) |
| Пумпеллиит в породах | |
| с карбонатом | 20 из 1197 (1,0—2,6) |
| эпидотом | 11 из 657 (0,8—3,0) |
| актинолит-уралитом | 0 из 415 (0—0,9) |

Создается впечатление, что инкрустационные цеолиты не имели широкого развития в геосинклинальных эффузивах области. По-видимому, массовая региональная цеолитизация вообще не была характерна для рассматриваемых комплексов. В противном случае некоторые цеолиты по условиям их устойчивости (Олби, Зен, 1968; Сендеров, Хитаров, 1970; Coombs, 1960; Harada, Umeda, Nishikawa, 1971; Thompson, 1971, и др.) *могли бы сохраняться в ассоциации с хлоритом*, альбитом и кальцитом.

Отсутствие цеолитов в геосинклинальных эффузивных толщах на больших площадях имеет интерес в связи с дискуссией о том, *представляют ли породы с цеолитом достаточно равновесную минеральную* ассоциацию, аналогичную фациям регионального метаморфизма (Заварицкий, Соболев, 1961; Ходьков, Валуконис, 1968; Сендеров, Хитаров, 1970; Нечеухин, Маркс, Прокин, 1968). Этот же факт подтверждает теоретические выводы о том, что ассоциации с цеолитами не обязательны в ряду региональных изменений алюмосиликатных толщ и в условиях, способствующих понижению химического потенциала воды, могут заменяться различными бесцеолитовыми ассоциациями хлорита, монтмориллонита (или каолинита), кварца, альбита, кальцита, пренита, пумпеллиита (Олби, Зен, 1969).

Толщи геосинклинальных эффузивов с цеолитами, хотя они и наблюдаются местами на значительных площадях, по-видимому, отвечают не обычным, а аномальным сочетаниям условий изменения, таких, как подъем температур в местах разгрузки гидротерм при малых давлениях (в наземных или мелководных толщах) при повышенных щелочности вод и кремнекислотности эффузивов (Милло, 1968; Сендеров, Хитаров, 1970; Коссовская, Шутов, 1971; Coombs, 1960; Sheppard, Gude, 1969; Muffler, Short, Keith, 1969; Miyashiro, Shido, 1970; Seki, 1970a, b).

Окислы и гидроокислы железа в рассматриваемых эффузивных комплексах, несомненно, полигенетичны.

Среди выделений безводных окислов — магнетита и гематита — имеются: 1) продукты первичного окислительного обжига лав (приповерхностные каймы в лавах и эксплозивных частицах, опацитовые каемки *вокруг биотита, роговой обманки, иногда железо-титановых* рудных минералов, пироксена и оливина); 2) вероятные непосредственные продукты окислительного выветривания и диагенеза вулканических накоплений в низкотемпературных приповерхностных и придонных водах; 3) продукты более поздней гидротермальной перекристаллизации диагенетических гидроокислов; 4) новообразования, сингенетичные гидротермальным вторичным минералам (кварцу, карбонатам, эпидоту); 5) новообразования, сингенетичные вторичным амфиболам (магнетит); 6) поздние продукты распада железо-титановых рудных минералов; 7) продукты перекристаллизации окислов железа в экзоконтактовых зонах интрузий (магнетит).

Магнетит в том или ином количестве присутствует практически во всех лавовых породах, гематит — непостоянно.

В существенных количествах, придающих породам вишнево-красные окраски, гематит зафиксирован, например, в 209 из 725 (25,6—32,0%) базальтоидных лав рифея — кембрия Кузнецкого Алатау. В рифее — кембрии более западных районов такие базальтоиды встречаются реже. Обильный пылевидный гематит в содержащих его породах может быть связан только с первыми тремя из перечисленных выше способов образования безводных окислов железа, т. е. он указывает на окислительную обстановку остывания и поверхностное или приповерхностное изменение лав.

Гематит как продукт воздушного обжига лавовых и других изверженных пород быстро образуется при 250° С и выше (Влодавец, Флоренский, 1966; Югстер, 1961; Verhoogen, 1962; Yagi, 1966; Schwertmann,

1969). Образованию красных окислов и гидроокислов железа на горячих лавах способствует присутствие кислых вулканических газов (Набоко, 1959; Влодавец, Флоренский, 1966).

Продуктами выветривания, а также окислительного диагенеза (Усов, 1960; Диагенез и катагенез осадочных образований, 1971) в эффузивах, в том числе подводных, являются гидроокислы железа. Обычно образуются бурые гидроокислы, причем геологически очень быстро (Ритман, 1964). Красные гидроокислы возникают при температурах выше 20° С (Педро, 1971).

В рассматриваемых древних лавах ранние высоководные окислы почти всегда утрачены. Перекристаллизованными их преемниками иногда оказываются лепидокрокит и гидрогетит, а обычно гематит и магнетит.

Пигментирующий гематит в рассматриваемых нами вулканических ассоциациях, таким образом, может быть продуктом окислительного обжига, красноцветного выветривания или собственно диагенетическим продуктом, а также продуктом более поздней перекристаллизации гидроокислов или раннего гематита. Поэтому краснокаменность, создаваемая в основном гематитом, вовсе не является достаточным признаком теперешней принадлежности эффузивов к диагенетической (самой ранней) стадии изменения при захоронении. Краснокаменность в числе других признаков может указывать лишь на то, что стадия окислительного диагенеза в эффузивах в свое время резко проявилась.

На наших материалах устанавливается, что даже пылевидный пигментирующий гематит весьма стоек и сохраняется в метаэффузивах вплоть до актинолитовой стадии зеленокаменного изменения. Так, проверка сопряженности между окраской пород и присутствием карбоната и эпидота (табл. 29, столбцы 6 и 8) дает очень малую величину критерия $\chi^2$, свидетельствующую о практическом отсутствии сопряженности. Следовательно, доля краснокаменных пород не снижается заметно даже на эпидотовой стадии. Это находится в согласии с уже рассмотренными данными о том, что при образовании эпидота преобладает не восстановительная, а окислительная обстановка.

Краснокаменный облик эффузивов быстро исчезает лишь на стадии формирования актинолит-уралита. Это следует из табл. 29, где сведены данные по базальтоидным лавам рифея — кембрия Кузнецкого Алатау и рифея — нижнего ордовика Горной Шории, Алтая и Салаира. Видно, что доля краснокаменных разновидностей среди пород со вторичными амфиболами значительно уменьшена по сравнению с породами, не содержащими амфиболов (надежность по критерию $\chi^2$ выше 99%; величина коэффициента взаимной сопряженности $k=0{,}24$). С появлением вторичных амфиболов, как показывают петрографические наблюдения, тонкий гематит оказывается перекристаллизованным в зерна магнетита, обычно укрупненные.

Из табл. 29 видно также, что доля краснокаменных разновидностей больше среди пород, содержащих карбонаты, чем среди бескарбонатных. Сопряженность между указанными признаками по критерию $\chi^2$ удовлетворяет 95%-ному доверительному уровню. Эта сопряженность вызвана тем, что при актинолитизации, уничтожающей гематит, уничтожаются и карбонаты, а также тем, что в краснокаменных эффузивах чаще встречаются дополнительные ранние генерации кальцита.

Таким образом, древние краснокаменные эффузивы изученной области по своей минеральной ассоциации почти полностью (исключая реликтовый гематит) совпадают с зеленокаменными. В этом обнаруживается неопределенность границы между группами «краснокаменных» и «зеленокаменных» пород и условность обоих старых терминов.

Кварцево-хлоритовая, кварцево-альбитовая и кальцито-хлоритовая стадии регионального изменения эффузивов не обнаруживают призна-

ков связи с тектонической деформацией толщ. Они проявлены в породах практически независимо от наличия бластеза; метаэффузивы с минералами этих стадий в большинстве случаев хорошо сохранили первичные микроструктуры. Массовое развитие эпидота и актинолита особенно характерно для зон бластеза (зон Кузнецко-Алтайского, Теректинского, Кожуховского и некоторых других разломов), хотя эпидотовая и актинолитовая стадии проявляются и в эффузивах, не испытавших перестройки микроструктур. Очевидно, смятие и тектоническое течение сопутствуют, хотя и не обязательно, развитию зеленокаменных минеральных ассоциаций с эпидотом и актинолитом.

Таким образом, цикл регионального зеленокаменного изменения начинался в процессе захоронения эффузивных толщ и завершался в процессе их смятия.

Выявленные статистические закономерности состава и хода формирования зеленокаменных ассоциаций определяют общий фон регионального зеленокаменного метаморфизма. Исследовав этот фоновый метаморфизм, мы получаем возможность легче и обоснованнее выявлять разного рода местные аномальные изменения в полях эффузивов, которые могут иметь специальный интерес, в том числе геологопоисковый. Так, на фоне прогрессивного зеленокаменного метаморфизма хорошо выделяется регрессивный метаморфизм полей полиметаллических, золоторудных и меднорудных месторождений в древних эффузивных толщах, нередко с местной зональностью. Метаморфизм рудных полей отличается развитием специфических минералов, а если он ограничивается зеленокаменной ассоциацией, то обычно обнаруживает повышенное развитие относительно высокотемпературных фаз (Булынников, 1948; Фогельман, Шабаловский, 1956; Зеркалов, 1960; Лапухов, 1965; Б. Д. Васильев, 1966; Ю. Г. Щербаков, 1967; Трощенко, 1968; Охапкин, Бозин, 1969; Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969; и др.).

Таблица 29

*Распределение базальтоидных лавовых пород разного цветового облика в зависимости от состава вторичной минеральной ассоциации*

| Облик | Численность и доля (95%-ный доверит. инт., %) пород | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | с пумпеллитом | без пумпеллита | с пренитом | без пренита | с карбонатом | без карбоната | с эпидотом | без эпидота | с актинолитом | без актинолита | |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | |
| Зеленокаменный (зеленые, зелено-серые) | 15<br>4<br>19 (1,0—2,6) | 501<br>625<br>1126 (97—99) | 11<br>40<br>51 (3,5—5,9) | 505<br>585<br>1094 (94—97) | 362<br>327<br>689 (57—63) | 154<br>302<br>456 (37—43) | 137<br>285<br>422 (34—40) | 379<br>344<br>723 (60—66) | 141<br>229<br>370 (30—35) | 375<br>400<br>755 (65—70) | |
| Краснокаменный (лиловые, лиловатые) | 11<br>3<br>14 (1,9—5,8) | 198<br>193<br>391 (94—98) | 15<br>6<br>21 (3,2—7,9) | 194<br>190<br>384 (92—97) | 155<br>118<br>273 (63—72) | 54<br>78<br>132 (28—37) | 68<br>87<br>155 (34—43) | 141<br>109<br>250 (57—66) | 9<br>25<br>34 (5,8—11,7) | 200<br>171<br>371 (88—94) | |

Примечание. В каждой клетке верхняя строка — рифей — кембрий Кузнецкого Алатау (по выборке в 725 пород); средняя — рифей — нижний палеозой Горного Алтая, Горной Шории и Салаирского кряжа (по выборке в 825 пород); нижняя — сводные данные (по выборке в 1550 пород).

## *ВЛИЯНИЕ ВТОРИЧНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ НА ПЕТРОХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ АССОЦИАЦИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД*

Преобразование минерального состава эффузивных пород и их химическое взаимодействие с природными водами в условиях более или менее открытых систем с абсолютной неизбежностью приводят к изменению петрохимического состава пород в каждом элементарном объеме. Задача исследования здесь состоит в том, чтобы выяснить, насколько значительны эти изменения и в какой мере они затрагивают разные химические компоненты пород и количественные соотношения между ними.

В общем случае миграция разных химических компонентов пород на разных стадиях минерального преобразования протекает неодинаково и во многом противоречиво, а перераспределение вещества между участками пород имеет чрезвычайно сложную обусловленность и в общем случайный характер. В связи с этим с точки зрения метаморфической петрологии важно выяснить суммарный петрохимический результат регионального зеленокаменного изменения. Знать эту петрохимическую тенденцию необходимо и для магматической петрологии вулканических формаций, так как иначе нельзя использовать химический состав метаэффузивов для суждений о первичном составе древних лав. Важно выявить компоненты, которые приблизительно сохраняют общий уровень своего содержания при региональных изменениях, и компоненты, которые существенно его меняют. Задача является, очевидно, статистической.

Наиболее прямой способ решения этой задачи — сравнение представительных выборок анализов одних и тех же классов лав из зеленокаменных и кайнотипных ассоциаций.

Ранее (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969) нами проведено петрохимическое сравнение метабазальтов из вулканических комплексов рифея и нижнего палеозоя Алтая, Салаира и Горной Шории с кайнотипными базальтами с использованием статистических данных В. А. Кутолина (1969). Содержания элементов были выражены в виде весового отношения их к сумме кислорода нелетучих окислов. Установлено, что метабазальты по отношению к кайнотипным базальтам всех формаций обеднены кальцием и обогащены натрием, что совпадает с данными по зеленокаменным аналогам базальтов других областей. По остальным породообразующим элементам и сумме двух- и трехвалентного железа подобного экстремального уклонения метабазальтов от свежих базальтов не установлено.

Сумма щелочей в метабазальтах области находится на уровне щелочных кайнотипных базальтовых формаций.

Для калия проведено (Белоусов, 1971б) сравнение между зеленокаменными и кайнотипными базальтоидами формаций подвижных поясов по 18 провинциям (см. табл. 36). Ассоциации № 1, 2, 6—11, 13, 17, 18 относятся к кайнотипным и малоизмененным, а № 3—5, 12, 14, 15, 16 — к существенно зеленокаменным. В табл. 36 видно, что распределения калия в зеленокаменных ассоциациях сдвинуты в сторону пониженных его содержаний. Сравнение распределений оценок средних по критерию $\chi^2$ показывает, что понижение содержаний калия от малоизмененных к зеленокаменным базальтоидам значимо (надежность 95%).

Для выяснения привноса — выноса элементов при вторичном изменении лав в литературе неоднократно сравнивались залегающие вместе свежие и измененные породы. Если первоначальный состав их был заведомо близко схож, для суждений о привносе — выносе достаточно единичных анализов.

Например, по анализам «спилитов» и свежих базальтов из одного и того же района подводного хр. Карлсберга в Индийском океане (Cann, 1969) устанавливается вторичное обеднение пород кальцием при зеленокаменном метаморфизме (достоверность различия проверена нами по критерию Вилкоксона).

Интересны редкие случаи, когда в метаэффузивах сохранились малоизмененные участки лав со стеклом и первичными минералами. Пара анализов из одного обнажения, проведенных А. А. Чумаковым (1940), показывает привнос натрия при зеленокаменном изменении стекловатого андезито-базальта.

Недостаток подобных оценок состоит в том, что они хотя и устанавливают частные случаи привноса — выноса, но не доказывают общей его тенденции при региональном изменении.

Было произведено (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969) сравнение содержаний породообразующих окислов между кислыми порфирами рифея — нижнего палеозоя запада Алтае-Саян и кислыми кайнотипными лавами с использованием статистических данных по риолитам и дацитам Р. Дэли (1936) и С. Ноккольдса (Nockolds, 1954). Установлено, что метадациты и метариолиты уклоняются от соответствующих классов кайнотипных пород в сторону пониженных содержаний по кальцию и калию и повышенных содержаний по натрию.

Из данных по составам лав кислой группы (Белоусов, Налетов, Полякова, 1971), отраженных в табл. 33, видно, что кислые лавовые породы геосинклинальных ассоциаций (в основном зеленокаменных) уклоняются от остальных в сторону пониженных содержаний калия. При этом в древних геосинклиналях, где зеленокаменное перерождение прошло полнее, содержание калия самое низкое. Эти соотношения, хотя они в некоторой мере зависят от первичных соотношений первичных лав по калию, подтверждают вынос калия при зеленокаменных изменениях.

Уровень натрия в кислых метаэффузивах древних геосинклиналей явно уклоняется в сторону высоких содержаний, а уровень кальция — в сторону низких по отношению к более молодым (геосинклинальным и иным) ассоциациям.

Сумма щелочей в кислых лавах сильно и слабо измененных геосинклинальных толщ приблизительно одинакова. Стабильны также уровни содержания магния. Имеется небольшое расхождение между древними и более молодыми геосинклинальными кислыми лавами по кремнию, алюминию и суммарному железу, которое интерпретировалось нами (Белоусов, Налетов, Полякова, 1971) как первичное в своей основе.

Таким образом, по содержаниям кальция, натрия и калия в кислых эффузивах повторяются те же соотношения между сильно и слабо измененными ассоциациями, что и в базальтоидах.

В щелочносалических метаэффузивах подвижных поясов средние содержания кальция, натрия и калия не обнаруживают систематического отличия от таковых в кайнотипных орогенных ассоциациях (см. табл. 32; Белоусов, Полякова, 1971), хотя в отдельных районах отмечается сильный вынос калия и привнос натрия. Можно сослаться на описанные нами сильно альбитизированные апотрахитовые породы из Золотокитатской и Кийско-Батеневской зон Кузнецкого Алатау, а также альбитизированные трахиты Кавказа (Ломизе, 1969).

Сумма натрия и калия щелочносалических лав в среднем примерно одинакова в метаморфизованных и неметаморфизованных ассоциациях подвижных поясов.

Вынос кальция и калия из базальтоидных и кислых эффузивов при региональном зеленокаменном изменении определяется в конечном счете их пониженной химической активностью и понижен-

ной устойчивостью кальций- и калийсодержащих минеральных фаз на ранних стадиях изменения эффузивов.

Привнос натрия вызывается высокой устойчивостью альбита и повышенной концентрацией натрия в подземных хлоридных рассолах. Особенности миграции кальция и натрия при региональном изменении геосинклинальных эффузивов в процессе их захоронения были подробно рассмотрены выше на примере базальтоидов.

Направленное вторичное изменение содержаний кальция, натрия и калия в базальтоидных и кислых метаэффузивах указывает на то, что эти элементы являются наиболее подвижными среди породообразующих в зеленокаменном процессе. Отсутствие существенного вторичного изменения уровней тех же элементов в щелочносалических эффузивах, возможно, объясняется хронически повышенной щелочностью среды в них, которая поддерживает высокую активность всех трех элементов и препятствует утечке кальция и калия (Белоусов, Полякова, 1971). Однако, если щелочносалические породы присутствуют в эффузивных толщах в виде разрозненных залежей или обломков, они испытывают обычный для эффузивов привнос — вынос этих элементов (нижний кембрий Золотокитатской зоны и кембрий Северо-Западной подзоны Кийско-Батеневской зоны в Кузнецком Алатау (Белоусов и др., 1972), юра Северо-Западного Кавказа (Ломизе, 1969)).

В последнее время получены данные о химическом изменении субмаринных базальтов при гальмиролизе под действием морской воды, выражающемся в гидратации и девитрификации стекла и образовании палагонита и гидроокислов железа.

Установлено, что палагонитизация базальтовых стекол в морской воде идет быстрее, чем в пресной, и много быстрее, чем девитрификация обсидиана в субаэральной обстановке (Moore, 1966, 1970б). Гальмиролиз сопровождается выносом кальция и привносом калия и повышением окисленности железа; поведение натрия при этом противоречиво (Hart, 1970; Hart, Nalwalk, 1970; Miyashiro, Shido, Ewing, 1969; Moore, 1966; Philpotts, Schnetzler, Hart, 1969).

Таким образом, вынос кальция из геосинклинальных эффузивов начинается со стадии гальмиролиза, а систематический вынос калия и привнос натрия — в процессе более позднего изменения толщ.

Привнос натрия и вынос калия путем изоморфного замещения одного другим в алюмосиликатах приводит к появлению в зеленокаменных базальтоидах устойчивой отрицательной корреляции между этими элементами, не свойственной кайнотипным лавам. Это показано для базальтоидов (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969; Белоусов, 1971б; Белоусов, Кутолин, Фролова, 1972).

Вынос кальция в ходе деанортитизации (альбитизации) плагиоклазов приводит к появлению в зеленокаменных базальтоидах устойчивой отрицательной сопряженности между кальцием и алюминием, которая не характерна для кайнотипных базальтоидов. Усиливает эту связь дополнительный вынос из пород алюминия при отложении в них кальцита. Вынос кальция также приводит к ослаблению или утрате отрицательной связи Ca—Si, которая устойчива в кайнотипных базальтоидах. Следует отметить, что даже высокоподвижные элементы (Ca, Na, K) часто сохраняют в метаэффузивах тот же знак корреляционных связей с другими элементами, что и в кайнотипных лавах.

Вынос кальция и натрия отражается в резко правоасимметричной форме распределения их содержаний в базальтоидах и кислых эффузивах зеленокаменных ассоциаций.

Для титана, магния и суммарного железа соотношения содержаний между зеленокаменными и малоизмененными ассоциациями эффузивов не дают оснований говорить о предпочтительном привносе или выносе. Эти элементы можно считать стабильными. Оговоримся, что

для магния выше было отмечено слабое перераспределение между эпидотовой и актинолитовой, а для железа — между кальцитовой и эпидотовой ассоциациями (зонами).

Экстремально низкое содержание глинозема в древних, наиболее измененных, геосинклинальных эффузивах, а также экстремально высокое содержание кремнезема в древних кислых эффузивах (см. табл. 32, 33) может быть первичным. Соответствующие объяснения будут даны в гл. VIII. Однако именно такие особенности уровней кремния и алюминия в зеленокаменных лавах допустимо интерпретировать как результат деанортитизации (альбитизации).

Для алюминия выше было показано с помощью статистических корреляций, что он мог перераспределяться между разными минеральными парагенезисами (зонами).

В предыдущем разделе данной главы было отмечено, что массовая альбитизация плагиоклазов не приводит к явному уменьшению содержания алюминия в породах в отличие от усиленной карбонатизации, а также амфиболизации. Альбитизация, как и эпидотизация, лучше способствует удержанию алюминия в породах, чем остальные процессы зеленокаменного минералообразования. Однако у нас нет оснований утверждать, что вынос алюминия из зоны массовой альбитизации эффузивов отсутствовал вовсе. Он не исключен, так же как и вынос из зоны кварцево-хлоритового изменения. В последней, а также в самых верхних зонах раннего регионального изменения (минералы которых не сохранились) выносу алюминия могла благоприятствовать повышенная кислотность вод.

Таким образом, обеднение зеленокаменных базальтоидных и кислых эффузивов алюминием не исключено.

Разница по содержаниям глинозема между древними (сильно измененными) и молодыми (малоизмененными) геосинклинальными базальтоидами (см. табл. 35) составляет в среднем около 1,5 вес. % (в расчете на сумму нелетучих окислов), а между древними и молодыми кислыми лавами (см. табл. 33) — около 1 вес. %. Если выносу обязана только часть этой разницы, то величина выноса при зеленокаменном изменении составит в среднем доли процента, что по отношению к общим содержаниям глинозема в породах невелико и приближается к точности его аналитических определений. Таким образом, средний уровень содержаний глинозема в зеленокаменных эффузивах мало отличается от первичного и при приближенных петрохимических оценках это различие может не учитываться.

Для кремния выше мы нашли некоторые изменения содержаний в метабазальтоидах при переходе от одной минеральной ассоциации к другой. Намечается обогащение пород кремнием в верхних зонах зеленокаменного изменения.

Разница содержаний кремнезема между древними и молодыми геосинклинальными ассоциациями в кислых эффузивах (см. табл. 32) составляет в среднем около 1 вес. %. Если за счет вторичного обогащения кремнеземом отнести только часть этой разницы, величина обогащения будет составлять в среднем доли процента, т. е. она очень мала, находится на пределе точности силикатного анализа и при обычных петрохимических оценках может не учитываться.

Разница между содержаниями $Na_2O$ в кислых эффузивах древних и молодых геосинклинальных ассоциаций составляет в среднем около 1 вес. % (см. табл. 33). Если эту разницу принять грубо за величину привноса окиси натрия, добавка ее из растворов составит в среднем около трети к первоначальному содержанию, или около 25 кг на кубический метр кислой эффузивной массы.

Вынос CaO из кислых эффузивов, по тем же данным, составляет примерно 0,5 вес. % (около четверти от первоначального содержания).

Убыль $K_2O$ из тех же пород составляет в среднем около 1 вес. %, т. е. треть первоначального содержания.

Сумма щелочей в кислых эффузивах при зеленокаменном изменении в среднем сохраняется.

Разница между зеленокаменными геосинклинальными базальтоидами Алтая, Салаира, Горной Шории и Кузнецкого Алатау (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969; Белоусов, Налетов, Полякова, 1974) и четвертичными базальтоидами Курило-Камчатской провинции (Эрлих и др., 1966) равна в среднем по $Na_2O$ около 0,75 вес. % и по CaO около 1 вес. %. Взяв эту разницу ориентировочно за величину привноса — выноса, можно считать, что добавка $Na_2O$ составляет четверть, а вынос CaO — одну восьмую от первоначального содержания (соответственно 20 и 27 кг на кубический метр).

Разница между содержаниями $K_2O$ в геосинклинальных метабазальтоидах и кайнотипных базальтоидах Курило-Камчатской провинции и Индонезии (см. табл. 35) составляет в среднем около 0,5 вес. %. Полагая, что первичный уровень $K_2O$ в древних геосинклинальных базальтоидах был близок к таковому в четвертичных базальтоидах Курило-Камчатской и Индонезийской провинций, можно считать, что вынос $K_2O$ составил около 0,5 вес. %, т. е. треть от первоначального содержания.

Сумма щелочей при зеленокаменном изменении базальтоидов в среднем немного увеличивается (ориентировочно на 0,25 вес. %, или 1/15—1/20 часть от первоначального уровня).

Количество натрия, поглощаемого кубометром эффузивной породы при зеленокаменных изменениях из подземных рассолов, примерно соответствует массе этого элемента, содержащейся в двух кубометрах морской воды.

Правильность сделанных оценок зависит от выбора исходных содержаний элемента в лавах. Отметим, что для девонских метаэффузивов Рудного Алтая были получены несколько иные цифры привноса натрия — около 50 кг/м$^3$ (Чернов, 1971).

Таким образом, содержания кальция, натрия и калия в базальтоидных и кислых эффузивах зеленокаменных ассоциаций систематически и сильно отклоняются от первоначальных и всегда должны учитываться при петрохимических оценках. Содержания остальных петрогенных элементов можно приблизительно считать стабильными при региональном зеленокаменном изменении эффузивов.

Эта стабильность, однако, лишь относительная и свидетельствует только о приблизительном сохранении прежнего среднего уровня содержания элемента. Она не означает, что нет перераспределения «стабильных» элементов между элементарными участками или телами пород; это перераспределение может быть существенным. В частности, миграция алюминия между зонами в профиле зеленокаменного изменения эффузивов могла быть заметнее, чем это можно ожидать исходя из сравнительных опытных данных по растворимости алюминия пород и общих физико-химических данных о его инертности.

Меньше варьируют при этом перераспределении некоторые суммарные петрохимические характеристики. Таковы показатели, которые строятся на основе суммы отдельных элементов, если эти элементы замещают друг друга или ведут себя в зеленокаменном процессе случайно-разнонаправленным образом. При этом математическое ожидание вторичных отклонений такой суммарной характеристики в каждом объеме породы стремится к нулю. В частности, вторичные вариации суммы окислов железа, или суммы щелочей, или фемической суммы в общем меньше, чем вариации отдельных компонентов.

Поэтому, если требуется оценить первоначальный петрохимический состав зеленокаменной породы в элементарном объеме (образце, про-

бе), *лучше опираться на суммарные характеристики*, чем на содержания отдельных компонентов. Для классификации составов зеленокаменных лавовых пород будет лучше суммарное содержание железа, чем соотношение его валентных форм, сумма фемических составляющих, чем содержание кремнезема (в качестве фемическо-салического *показателя*), *сумма щелочей*, чем *их соотношение*, и т. д.

Рост отношения натрия к калию при зеленокаменном изменении эффузивов анологичен тому, который устанавливается при низкотемпературном метаморфизме глинистых пород и, по-видимому, является характерной особенностью низкотемпературных региональных изменений *пород вообще* (*Маракушев*, 1971). *Поскольку устанавливается* спад того же отношения Na/K в породах при средне-, высокотемпературном глубинном метаморфизме (Маракушев, 1971), намечается мощный цикл метаморфического круговорота натрия, которым в значительной мере объясняется обилие натрия в глубинных рассолах (флюидах), *поднимающихся в зону низкотемпературного метаморфизма*.

* *
*

В зеленокаменной минеральной ассоциации эффузивных пород рифея — нижнего палеозоя области выявляется прогрессивная смена стадий регионального изменения, которая отражает рост температур и давлений в ходе захоронения пород в геосинклинальном разрезе. Это — стадии кварцевая, альбитовая, кальцитовая, эпидотовая, актинолитовая (или, учитывая параллельное развитие или перекристаллизацию хлоритов, кварцево-хлоритовая, альбито-хлоритовая и т. д.). Каждая из них доказывается статистическим путем по максимальному развитию соответствующего минерала. Между соседними стадиями (и зонами) имеется некоторое взаимное перекрытие, частью сильное.

Табл. 30 отражает последовательность стадий и смену условий регионального зеленокаменного изменения эффузивов. Динамика приращения объемов минеральных фаз и содержаний главных петрохимических компонентов в породах показана применительно к базальтоидам.

Кварцевая стадия отвечает слегка повышенным температурам и давлениям, сопряжена с начавшейся региональной девитрификацией эффузивов и отмечает неполное связывание кремнезема во вторичных алюмосиликатах и тенденцию к пересыщению им растворов. Избыточный кремнезем выделяется в виде кварца и реже — колломорфных отложений. Стадия выделяется условно.

Альбитовая стадия отмечается массовым псевдоморфным замещением (деанортитизацией — альбитизацией) плагиоклазов и в гораздо меньшей мере — развитием инкрустационнных альбитов. Альбиту в псевдоморфозах изредка сопутствуют кислые олигоклазы как промежуточные метастабильные образования на границе с реликтовым первичным плагиоклазом. Массовая альбитизация идет одновременно с расстеклованием. Она оказывается довольно ранним процессом в региональном перерождении эффузивов и отвечает стадиям позднего диагенеза, катагенеза или раннего метаморфизма, по разным классификациям. На следующей стадии зеленокаменного перерождения — карбонатной — альбитизация затухает. Деанортитизация — альбитизация в базальтоидах сопровождается уменьшением в среднем больше чем наполовину объема плагиоклазовой фазы по сравнению с первоначальным.

Карбонатная стадия характеризуется массовым развитием кальцита в инкрустациях и в замещении тканей лав, сопровождается мас-

совым разложением клинопироксена, совпадает с закрытием макропористости в лавовых породах и окончанием девитрификации.

Эпидотовая стадия проявляется развитием сыпи минералов ряда эпидот — цоизит (как правило, эпидота) по предыдущим фазам, интенсивным замещением карбонатов и сопровождается перекристаллизацией хлорита в более магнезиальные, оптически положительные разновидности. Соссюритизация не являлась способом массовой региональной деанортитизации (альбитизации) плагиоклазов при зеленокаменном изменении эффузивов области.

Актинолитовая стадия в значительной мере совмещена с эпидотовой. На этой стадии продолжается декарбонатизация, происходит значительное замещение клинопироксенов и редукция железа. Альбитизация реликтовых плагиоклазов на этой стадии не улавливается.

Наиболее резкая граница в последовательном ряду зеленокаменных минеральных ассоциаций связана с появлением эпидота. Эта граница должна учитываться как опорная при классификации фаций низкотемпературного регионального метаморфизма.

Пумпеллиит и пренит в изученных метаэффузивных комплексах развиты локально. Нет следов массового развития цеолитов. Поэтому нет оснований говорить о самостоятельных пумпеллиито-пренитовой и цеолитовой стадиях регионального изменения геосинклинальных эффузивов области.

Ранний гематит, обусловливающий красноцветный облик части геосинклинальных лав, устойчив в зеленокаменных минеральных ассоциациях вплоть до актинолитовой стадии, когда происходит усиленная редукция железа. Минеральные ассоциации «краснокаменных» древних геосинклинальных лав в своей основе являются обычными зеленокаменными.

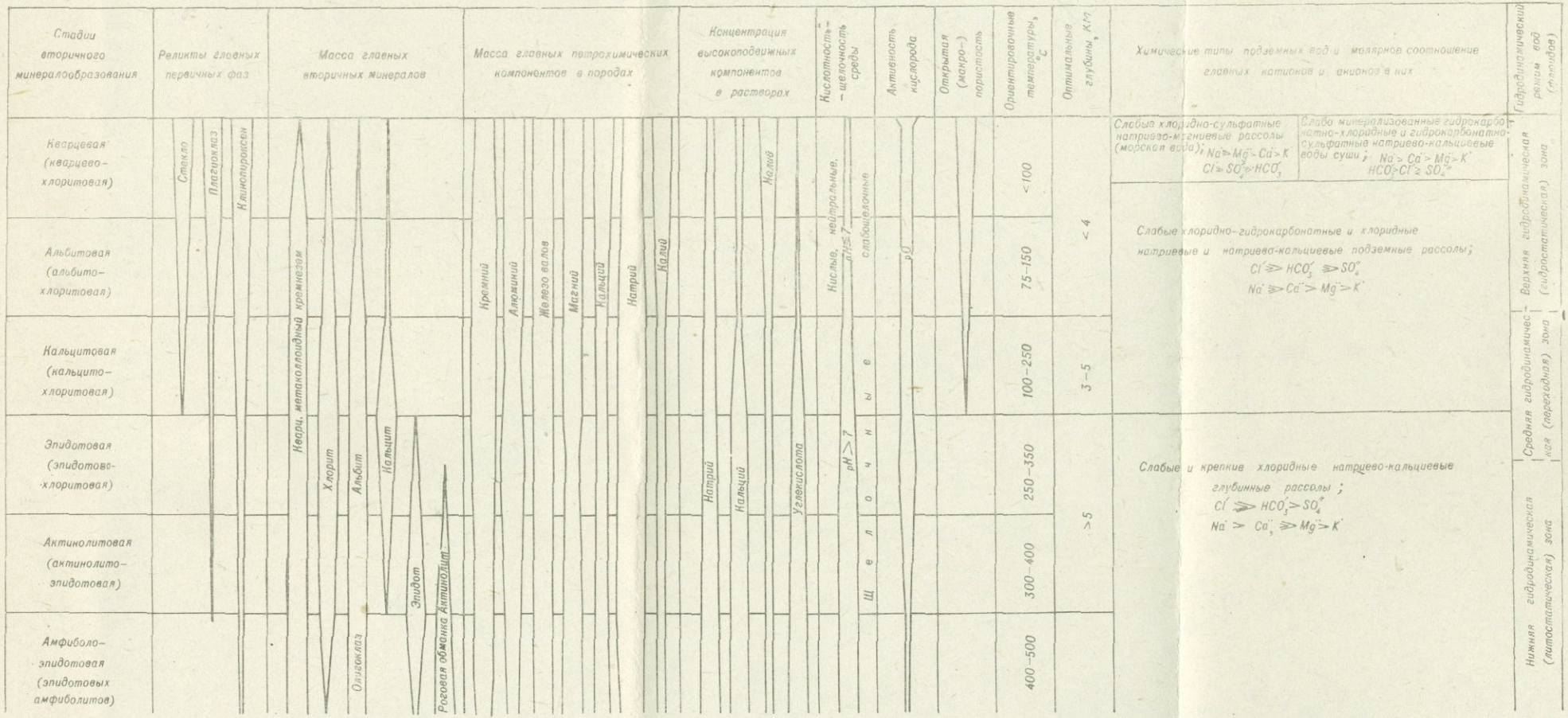
В процессе зеленокаменного перерождения эффузивов наиболее подвижными породообразующими компонентами (помимо воды и углекислоты) оказываются кальций, натрий и калий. Кальций и калий выносятся из пород в зоне регионального зеленокаменного изменения базальтоидных и кислых эффузивов, а натрий привносится. Привнос — вынос указанных компонентов происходит в основном на ранних стадиях изменения (альбитовой, кварцевой и более ранних, включая гальмиролиз), когда имеет место пониженная химическая (минералообразующая) активность кальция и калия и повышенная — натрия.

Привнос натрия при зеленокаменном изменении базальтоидов и кислых эффузивов составляет в среднем около 20—25 кг/м$^3$. Мощные геосинклинальные эффузивные толщи в зеленокаменном процессе являются колоссальными поглотителями натрия и связывают такие количества этого элемента из подземных рассолов, которые превышают массу натрия в соответствующих объемах морской воды.

Вынос кальция и калия из базальтоидов и кислых эффузивов характеризуется цифрами порядка 12—25 кг/м$^3$ породы. Остальные породообразующие компоненты в зеленокаменном процессе и в более ранних процессах регионального изменения лав более стабильны, приблизительно сохраняя в зеленокаменной ассоциации первоначальный уровень содержания (в расчете на нелетучую часть пород). Эти «стабильные» компоненты, однако, могут испытывать перераспределение между элементарными объемами или телами пород и между разными зонами изменения (минеральными ассоциациями).

В элементарных объемах метаэффузивов более близки к первоначальным суммарные петрохимические характеристики, которые вычисляются как алгебраические суммы компонентов, замещающих друг друга в породе или дающих независимые разнонаправленные отклонения от первоначальных. Поэтому при петрохимической классификации составов зеленокаменных лав, имеющей целью увязку их с первичными

Таблица 30


Стадии вторичного минералообразования
Реликты главных первичных фаз
Стекло
Плагиоклаз
Клинопироксен
Масса главных вторичных минералов
Кварц, металлоидный кремнезем
Хлорит
Олигоклаз
Альбит
Кальцит
Эпидот
Роговая обманка
Актинолит
Масса главных петрохимических компонентов в породах
Кремний
Алюминий
Железо валов
Магний
Кальций
Натрий
Калий
Концентрация высокоподвижных компонентов в растворах
Натрий
Калий
Кальций
Углекислота
Кислотность — щелочность среды
Кислые, нейтральные, pH≤7
слабощелочные
щелочные
pH>7
Активность кислорода
pO
Открытая (макро-) пористость
Ориентировочные температуры, °С
Оптимальные глубины, км
Химические типы подземных вод и молярное соотношение главных катионов и анионов в них
Гидродинамический режим вод (элизий)
Кварцевая (кварцево-хлоритовая)
Альбитовая (альбито-хлоритовая)
Кальцитовая (кальцито-хлоритовая)
Эпидотовая (эпидотово-хлоритовая)
Актинолитовая (актинолито-эпидотовая)
Амфиболо-эпидотовая (эпидотовых амфиболитов)
<100
75–150
100–250
250–350
300–400
400–500
<4
3–5
>5
Слабые хлоридно-сульфатные натриево-магниевые рассолы (морская вода); Na>Mg>Ca>K, Cl>SO4>HCO3
Слабо минерализованные гидрокарбонатно-хлоридные и гидрокарбонатно-сульфатные натриево-кальциевые воды суши; Na>Ca>Mg>K, HCO3>Cl≥SO4
Слабые хлоридно-гидрокарбонатные и хлоридные натриевые и натриево-кальциевые подземные рассолы; Cl>HCO3>SO4, Na>Ca>Mg>K
Слабые и крепкие хлоридные натриево-кальциевые глубинные рассолы; Cl>HCO3>SO4, Na>Ca>Mg>K
Верхняя гидродинамическая (гидростатическая) зона
Средняя гидродинамическая зона (переходная)
Нижняя гидродинамическая (литостатическая) зона

составами лав и составами кайнотипных эффузивов, наилучшими будут оценки по некоторым суммарным показателям.

Минералообразующей средой зеленокаменного метаморфизма геосинклинальных толщ, в том числе на кварцевой и альбитовой стадиях, являются геотермальные воды подземной гидросферы от сульфатно-хлоридных и гидрокарбонатно-хлоридных, слабо минерализованных, неглубоко залегающих вод до хлоридных глубинных рассолов. Региональная альбитизация плагиоклазов и калишпатов не связана непосредственно с действием морской воды и с подводно-морской фацией излияний. Натрий при альбитизации заимствуется из подземных вод.

Режим давлений в кварцево-хлоритовой и альбито-хлоритовой зонах регионального изменения определяется гидростатическими условиями (верхняя гидродинамическая зона), в кальцито-хлоритовой и отчасти эпидотово-хлоритовой — условиями, переходными от гидростатических к литостатическим (средняя гидродинамическая зона), в эпидотово-хлоритовой и актинолито-хлоритовой — в основном литостатическими условиями (нижняя гидродинамическая зона).

На эпидотовой и актинолитовой стадиях идет декарбонатизация метаэффузивов, но заметной общей дегидратации на этих стадиях не происходит.

Цикл зеленокаменных превращений начинается в ходе погружения толщ и завершается в процессе деформаций пород.

Изучив характерный для регионального зеленокаменного метаморфизма состав и ход формирования минеральных ассоциаций, можно более обоснованно выделять продукты локального метаморфизма, в том числе околорудного.

*Глава VI*

# ВОПРОСЫ КЛАССИФИКАЦИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

## О СООТНОШЕНИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ И ВЕЩЕСТВЕННО-ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРИЗНАКОВ В КЛАССИФИКАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

В наиболее известных из разработанных в СССР общих классификациях магматических формаций (Ю. А. Кузнецов, 1964, 1970; Москалева, Харкевич, Шаталов, 1969; Харкевич, 1969; Карта магматических формаций СССР, 1971), предназначенных для комплексных региональных исследований, а также во многих аналогичных классификациях для отдельных регионов используется тектонический принцип систематизации. В одних случаях систематизация ведется по главным типам региональных тектонических структур, в соответствии с классическими установками Н. С. Шатского (1960), разработанными им для эффузивно-осадочных формаций, в других — по главным этапам тектонического развития, по аналогии со схемами Г. Штилле (1964) и Ю. А. Билибина (1948, 1955, 1959).

В новейших вариантах классификации магматических формаций ясно проявляется стремление к детализации и уточнению вещественно-парагенетической номенклатуры, особенно для формаций подвижных зон, и в частности эффузивных.

Имеющиеся схемы классификаций магматических формаций на тектонической основе представляют собой попытку связать воедино состав формаций и их тектоническое положение. В этих схемах почти всегда постулируется, что определенному типу тектонической обстановки свойственны только определенные типы состава магматических ассоциаций, не повторяющиеся в других тектонических обстановках. Этим постулатом предопределяется структура классификации магматических формаций, одинаковая для всех имеющихся схем.

Важнейшим теоретическим вопросом, уяснение которого необходимо для правильной оценки этих схем и для определения путей дальнейшей разработки классификации магматических формаций, является вопрос об общем характере (типе) связи между тектоническим положением и составом магматических формаций. В частности, важно установить, действительно ли однозначно определяется тектоническим положением состав магматических формаций, так как только при однозначной связи тектонический признак и признак вещественного состава эквивалентны, а классификация с указанной структурой может быть правомерна для всего множества ассоциаций магматических пород. В противном случае классификация с такой структурой будет иметь неопределенное количество исключений и может оказаться неправомерной.

В литературе уже отмечалось (Драгунов, 1968), что почти все известные схемы общей классификации геологических формаций исходят, по существу, из детерминистского (функционально-однозначного) представления о связи между тектоническим положением и составом. Ранние и некоторые новые классификационные схемы отвечают таким

представлениям полностью: каждый выделяемый вещественно-парагенетический тип формаций соответствует в них единственному типу тектонической обстановки.

В последнее время по мере углубленного изучения состава магматических формаций разного тектонического положения все большим числом исследователей осознается тот факт, что указанные связи далеко не однозначны. Одни и те же вещественно-парагенетические типы формаций (выделенные по определенному набору признаков состава) обнаруживаются в разной тектонической обстановке и соответственно в нескольких подразделениях тектонической шкалы (Ю. А. Кузнецов, 1970); выявляются существенные провинциальные и зональные уклонения сотавов формаций в пределах одного тектонического типа и т. д.

Постепенно сокращается список таких типов составов формаций, которые казались узко специфичными для определенных типов тектонической обстановки. В последнее десятилетие опровергнуто противопоставление базальтоидных ассоциаций океанов платформенным материковым как щелочно-базальтовых толеитовым; последние оказались господствующими и в океанах (Engel, Engel, 1963, 1964a, b; "A meeting for discussion...," 1969, и др.). С другой стороны, в трапповых провинциях стали известны платформенные ассоциации щелочного уклона (Масайтис, 1969; Леднева, Лурье, 1970). На срединно-океанических хребтах установлено распространение аналогов гипербазитовой формации подвижных зон (Виноградов, Удинцев, Дмитриев и др., 1969; "A meeting for discussion...", 1969). На срединно-океанических хребтах и погруженной под океан окраине платформы отмечаются аналоги расслоенных пироксенит-дунит-габбровых формаций материковых платформ и орогенов ("A meeting for discussion...", 1969; Fùster, Pàez, Sagredo, 1970). Отмечается проникновение кимберлитовых ассоциаций в области молодых орогенов (Dawson, 1967). Установлено распространение пикрито-базальтовой ассоциации в мощных складчатых комплексах накоплений (Куликов, 1969). За счет аналогов орогенных и даже кратонных ассоциаций расширяется перечень составов геосинклинальных формаций эффузивов (см. ниже).

Все большее признание находит давно высказанная точка зрения о том, что связи между составом и тектоническим положением магматических формаций больше соответствуют косвенным (опосредованным, «парагенетическим»), чем прямым («причинным», «генетическим») связям (Горшков, 1964; Штрейс, 1967; Шейнманн, 1968; Гапеева, 1969; Ю. А. Кузнецов, 1970, и др.).

Правомерность этой точки зрения достаточно ясна уже из того, что тектоническая обстановка (как бы расширительно она ни понималась) далеко не исчерпывает главнейших петрологических факторов образования и эволюции магм, по крайней мере интенсивных факторов (режим температуры и давления, поведение высокоподвижных компонентов и др.).

Таким образом, под влиянием накапливающихся геологических данных ясно намечается поворот к пониманию связей между составом и тектоническим положением магматических формаций как связей в принципе стохастических (случайно-вероятностных). Эти связи не вполне однозначны, противоречивы и проявляются лишь в виде тенденций.

Начатые математико-статистические исследования соотношений составов между магматическими, а также осадочными ассоциациями разного тектонического положения (Кутолин, 1969, 1971; Драгунов, 1968б; Белоусов, 1970б, 1971а, б; Белоусов, Полякова, 1971; Белоусов, Налетов, Полякова, 1972а; Beloussov, 1971) указывают на непостоянство зависимостей между составом и тектоническим типом.

Устанавливаются перекрытие и практическая повторяемость составов между ассоциациями разного тектонического типа.

Невыдержанность связей усиливается при переходе от крупных к более мелким тектоническим подразделениям, в частности к подразделениям в ряду подвижных зон.

Четко осознанный стохастический характер зависимостей между тектоническим положением (имеются в виду типы региональных тектонических структур и типовые тектонические этапы) и составом магматических формаций может предостеречь от целого ряда методических ошибок, допускаемых в практике формационного анализа. Сюда надо отнести попытки толковать состав формаций как вполне достаточное указание на их тектонический тип или стремление «подогнать» вещественно-парагенетическую номенклатуру всех конкретных формаций под их тектоническую позицию вопреки реальному составу, приписать узко специфический вещественно-парагенетический смысл формационным подразделениям тектонического или тектоно-фациального плана.

Исходя из изложенного, следует признать глубоко правомерными призывы к осторожности при интерпретации связей между составом и тектоническим положением той или иной конкретной формации (см., например, предисловие Н. А. Штрейса к собранию работ Н. П. Хераскова, 1967) и признание в принципе повторяемости одних и тех же *типов состава магматических формаций в разной тектонической* обстановке (Ю. А. Кузнецов, 1970; Карта магматических формаций СССР, 1971).

Естественным методическим выводом из факта существенной независимости состава формаций от тектонического положения является также необходимость при дальнейшей разработке общей классификации рассматривать реальный состав формаций как самостоятельный классификационный признак, уделяя особое внимание анализу реального состава и совершенствованию его оценок. По-видимому, бесспорно, что эта сторона изучения и систематизации магматических формаций является сейчас отстающей, несмотря на то, что сам по себе вещественный парагенезис признается первоосновой формационного анализа.

## *ОБ ОСНОВАНИЯХ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА*

Ниже кратко изложена позиция автора по некоторым вопросам формационного анализа, которая в какой-то мере отражает личный опыт формационных исследований и отношение к обстановке, сложившейся в области представлений о геологических формациях.

Здесь не могут рассматриваться детально состояние изученности геологических и магматических формаций; оно освещалось во многих работах («Материалы Новосибирской конференции по учению о геологических формациях», 1955; Херасков, 1952; Ю. А. Кузнецов, 1964; Попов, 1968; «Геологические формации», 1968; Лучицкий, 1971, и др.). Отметим лишь в тезисной форме моменты, представляющиеся наиболее актуальными.

1. *В советской геологической литературе* уже укоренился термин «формационный» анализ, хотя существо обозначаемого им понятия еще не вполне определилось.

Главной отличительной особенностью формационного анализа является, на наш взгляд, изучение той или иной ассоциации горных пород как целого. К этому именно синтетическому результату и направлено все исследование при формационном анализе.

В самом общем виде содержание формационного анализа можно свести к следующему:

1) исследование состава (литофациального, петрографического, химического) выбранной ассоциации пород в расчете получить модель ее состава в целом;

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

3) оценка особенностей (на фоне тектоно-формационной зональности) геолого-тектонического и стратиграфического положения ассоциации;

4) *сопоставление данной ассоциации по составу, строению и положению* со смежными или иными ассоциациями, выяснение соотношений и связей между ними;

5) оценка классификационного положения данной формации;

6) выяснение петрогенетических особенностей ассоциации в целом (формационная петрология);

7) *оценка металлогенических и других прикладных особенностей* ассоциации.

Эти задачи могут по-разному комбинироваться и видоизменяться в зависимости от целевых установок исследования. Формационный анализ всегда имеет ту или иную целевую направленность, хотя в разных случаях может быть или более узким или более комплексным. От целевой направленности существенно зависит выбор формационных единиц; в этом отношении автор согласен с результатами логико-теоретического рассмотрения формационного анализа (Воронин, Еганов, 1968).

2. Известно, что термины «формация», «геологическая формация», «магматическая формация» практически рассматриваются и используются в двойном смысле: а) для универсального обозначения объекта формационного анализа независимо от масштаба формационных единиц (в принципиальном определении формаций) и б) для обозначения некоторых таксономических уровней в системе формационных единиц.

Имеющиеся в литературе формулировки принципиального определения формации (Херасков, 1967; Шатский, 1960; Ю. А. Кузнецов, 1964; Устиев, 1970, и др.), по существу, внемасштабны, так как не содержат требований или критериев, определяющих геологический объем. Поэтому каждое из них в принципе приложимо к формационной единице (и в конкретном, и в обобщенном смысле) любого ранга, вплоть до планетарных единиц.

С другой стороны, авторы первых определений *исходили в неявной* форме из допущения, что в природе объективно существует некоторый определенный ранг ассоциации пород, который является как бы исключительным или особым носителем свойств формации, приписываемых ей в определении (например, «формация» как промежуточный ранг между «формационным рядом» и «парагенетической группой пород» у Н. С. Шатского, 1960). Часть исследователей считает и сейчас такую постановку правомерной, предлагая искать меру для определения узкого объема геологической и магматической формации (что, в частности, зафиксировано в докладе формационной комиссии; Устиев и др., 1969). При такой постановке неизбежно всплывает вопрос: что является и что не является формацией в ряду ассоциаций горных пород. В связи с этой же постановкой возникают (особенно у геологов-практиков) недоумения насчет того, допустима ли разная степень и множественность способов расчленения геологических образований одного и того же района на формации, целесообразна ли разработка разных формационных схем для одного и того же района и т. д.

Результаты многолетних дискуссий о формациях и состояние формационного анализа, по-видимому, уже позволяют снять постановку

вопроса об узко фиксированном и навсегда заданном масштабе формации, как очевидно схоластическую.

Говоря о схемах формационных подразделений, используемых в практике регионального формационного анализа, следует иметь в виду, что если формация обычно и включается в таксономический ряд формационных единиц как его низшее или среднее звено, то понимание ее объема у разных исследователей и школ сильно варьирует даже в этом смысле. Привязка категории «формация» только к этим звеньям чисто условна и принципиального смысла не имеет. Более того, она вступает в достаточно ясное противоречие с тем обстоятельством, что в научно-практическом обиходе исследуемые геологические формации многомасштабны.

Указанное противоречие, вызываемое искусственно, снимается, если отказаться от традиционных попыток включения «формации» в таксономический ряд формационных единиц.

К согласованной схеме таксономического ряда можно прийти лишь путем коллективной разработки и длительной апробации разных предложений. Автором для таксономического ряда вулканических формаций используется схема: (породная группа) — комплекс (в понимании Ю. А. Кузнецова) — ряды комплексов.

Подход к геологическим формациям как к многомасштабным образованиям был сформулирован некоторыми исследователями уже на первом этапе развития формационных представлений (Попов, 1959, 1968). Такой подход кажется наиболее правомерным с логико-теоретических позиций (Воронин, Еганов, 1968) и, что более существенно, в свете сегодняшнего развития приложений формационного анализа на практике.

Очевидно, к формационным единицам любого масштаба применимы все общие требования формационного анализа. Едва ли может оспариваться и актуальность такого анализа по отношению к какому-либо из рангов формационных единиц. В этом смысле геологической формацией может считаться любая природная ассоциация горных пород, взятая в природных границах.

Хотя сейчас основным объектом формационных исследований остаются те же региональные геологические формации малых рангов, из потребностей изучения которых возник в свое время формационный анализ, последний все больше распространяется на крупные и сложные формационные единицы.

Продвигаются сравнительное изучение, типизация и петрологическое осмысливание крупных и сложных формационных единиц регионального масштаба (вулкано-плутонические формации — Устиев, 1966, 1969; интрузивные серии или сложные «интрузивные комплексы» — Изох и др., 1967; Афанасьев и др., 1968; Фаворская и др., 1969, латеральные формационные ряды в вулканических провинциях и т. д.).

В СССР начато сравнительное изучение и обобщение данных по составу крупных возрастных и территориальных группировок осадочных формаций А. Б. Роновым, В. Е. Хаиным и др. (Ронов, 1964; Херасков, 1964). Начато также сравнительное статистическое исследование составов эффузивных и некоторых интрузивных ассоциаций в масштабе крупных провинций, группировок провинций и планетарном с попытками анализа петрогенетических особенностей этих крупнейших совокупностей магматических пород в целом. Наконец, на наших глазах становится актуальной формационная по своему смыслу задача сопоставления ассоциации изверженных пород Земли с ассоциацией пород Луны и планет Солнечной системы.

Таким образом, формационный анализ или его составные элементы уже распространяются на самые крупные и сложные ассоциации горных пород. Представляется, что формационный анализ в принципе

(в явном или неявном виде — уже не так существенно) должен фигурировать в понятии геологической и магматической формации, исходя из того, что геологическая формация — объект формационного анализа. С общеметодологической точки зрения такая постановка вопроса представляется правомерной; уместно напомнить ленинское положение о том, что человеческая практика должна входить в научное определение предмета.

Из сказанного вытекает, что расширение понятия геологической формации (и освобождение его от попыток произвольного сужения объема) назрело и может способствовать расширению перспективы формационных исследований.

3. В принципе, геологическая формация — любая по масштабу природная ассоциация горных пород и слагаемых ими тел.

Породными парагенезисами представлены многие мелкие геологические образования чисто местного масштаба. Однако сегодняшний формационный анализ начинается с образований регионального уровня — породных ассоциаций, имеющих уже региональное значение.

Вопрос о границе между породными ассоциациями местного и регионального значения не может решаться безотносительно к региональной геологической обстановке.

Для магматических и осадочных ассоциаций территориальные рамки региональных формационных единиц удовлетворительно определяются границами частных тектоно-формационных зон регионального масштаба (элементарные первичные прогибы и поднятия, или их крылья, или резко тектонически разделенные блоки и ступени в геосинклинальных и орогенных системах, на материковых и океанических платформах; речь идет о тех палеотектонических единицах, которые существовали одновременно с процессами формирования соответствующих ассоциаций пород). Этими рамками обычно определяются площади распространения магматических комплексов, в понимании Ю. А. Кузнецова (1964). В соответствии с неодинаковыми размерами указанных тектонических элементов в областях разного тектонического типа, размеры площадей, занимаемых разными комплексами, существенно различны.

Стратиграфический объем наименьших формационных единиц регионального значения определяется тем, что региональная формация должна реально прослеживаться (как литостратиграфическая единица) в пределах соответствующей элементарной тектоно-формационной зоны. Поэтому стратиграфический объем не может быть слишком малым. При проведении границ между вулканическими комплексами, как и между осадочными формациями малых рангов, учитывается общая тектоно-формационная стадийность, устанавливаемая в разрезе; границы между вулканическими формациями обычно совпадают с резким изменением литофациального облика и состава осадочных формаций, со структурными несогласиями, отражающими серьезную тектоническую перестройку в пределах данной зоны или даже всей области, с периодами геологически длительного вулканического затишья.

Стратиграфические объемы магматических комплексов, так же как и размеры занимаемых площадей, значительно варьируют.

Ранговая граница, отделяющая региональные формации от различных мелких ассоциаций пород (местных элементов формаций), естественно, несколько подвижна и условна.

Учет общей тектоно-формационной зональности региона представляется, в соответствии с высказанными соображениями, обязательной предпосылкой регионального формационного анализа магматических образований.

Группировки формаций малого или более крупного масштаба по тем или иным признакам (пространственной, тектонической или стра-

тиграфической связности, составу, тектоническому типу, металлогеническим особенностям и т. д) составляют формации высоких рангов.

Изучаемые геологические (и магматические) формации сейчас охватывают ассоциации пород регионального или более крупного масштаба (включая планетарные).

4. Почти общепринято, что основой определения понятия геологической (и магматической) формации должен быть парагенезис (парагенез) пород в соответствии с классическим определением Н. С. Шатского.

Целесообразное уточнение смысла самого понятия «парагенезиса горных пород» как объекта формационного анализа может заключаться в том, что это — совокупность первично-ассоциированных пород, включая и сингенетичные руды. Такое уточнение позволяет исключить всякие вторичные сонахождения пород, вызванные процессами более поздними, чем самая поздняя из пород, входящих в ассоциацию.

5. Для определения геологической формации существенно, что это ассоциация слагаемых горными породами тел (с соответствующими конкретными формами и размерами). Это уточнение означает, что формационный анализ имеет свой структурно-геологический аспект. Кроме того, оно предостерегает от упрощенного подхода к формации только как к петрографической серии пород, безотносительно к объемам и объемным соотношениям последних.

6. Требования «непосредственной», тесной и т. д. пространственной, стратиграфической или тектонической связности пород, обычно включаемые в определение понятия геологической и магматической формации, сохраняют силу лишь для региональных формаций низших рангов. Для более крупных и сложных формаций эти требования не являются обязательными: такая формация может быть представлена совокупностью образований разобщенных тектоно-формационных зон, разных провинций, разных возрастов, разного состава и т. д. Признаки связности в таких формациях преобразуются из прямых в отдаленные и косвенные, в том числе в связи по «типовым свойствам». Эта своеобразная диалектика, в частности, наглядно проявляется при переходе от «конкретных формаций, к «формационным типам». Очевидно, что любой «формационный тип» тоже имеет своего предметного носителя — сборную «конкретную формацию» планетарного ранга. Элементы такой совокупности (ассоциации) пород сильно рассредоточены, но она может изучаться как целое (например, подвергаться выборочному «опробованию» с целью получения статистической модели состава и т. д.). Однако к этой «конкретной» формации уже неприложимы требования связности в том виде, как к формациям региональным.

7. В определении понятия геологической (и магматической) формации нередко включается требование однородности. Анализ (особенно с помощью строгих математико-статистических критериев) показывает, что в обычном случае парагенезисы пород, выделяемые в качестве формаций, имеют признаки резкой неоднородности (прерывности) состава и распадаются на некоторые однородные (или квазиоднородные) подсовокупности (породные группы; гл. II). Требование однородности может соблюдаться лишь в частном случае, если формация состоит только из одной породной группы.

8. Методика выделения магматических комплексов в непосредственной увязке с тектоно-формационной зональностью региона (принцип «комплекс — зона» или принцип тектоно-магматических комплексов), применяемая многими исследователями, и в том числе автором (Фаворская и др., 1969; Заридзе, 1968, а, б; Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969; Дзоценидзе, 1970, и мн. др.), удобна в том отношении, что она прямо нацеливает исследователя на анализ связи между тектони-

ческим положением и вещественными особенностями магматической ассоциации. Как уже отмечено выше, при таком подходе обеспечивается выделение регионально-значимых породных ассоциаций. Наконец, при таком подходе облегчается выделение и разграничение магматических комплексов, так как во многих случаях тектонические (или общие тектоно-формационные) критерии для расчленения оказываются даже более отчетливыми, чем различия облика, состава и строения самих породных ассоциаций. Использовать палеотектоническую или тектоно-формационную зональность и стадийность при выделении низовых региональных формаций (магматических комплексов, по Ю. А. Кузнецову) проще удается в случае вулканических, труднее — в случае интрузивных образований, поскольку вторые менее тесно ассоциируют с осадочными породами и палеотектоническая их позиция не всегда ясна.

При выделении магматических комплексов указанным «тектоно-магматическим» способом границами комплексов служат те из тектоно-формационных границ регионального значения (на геологической карте и геологическом профиле), которые сопровождаются резкими или существенными различиями состава и строения магматических ассоциаций. То и другое вместе дают наибольшее основание считать выделяемые ассоциации петрологически самостоятельными.

Региональная номенклатура выделяемых на этой основе магматических комплексов должна включать в себя указание тех тектоно-формационных зон, в которых они выделены и рамками которых ограничены.

9. Высказанные выше соображения можно было бы выразить в следующем варианте самого общего определения геологических формаций.

Геологические формации — это совокупности (парагенезисы) первично-ассоциированных горных пород и слагаемых ими тел регионального или более крупного масштаба, обладающие некоторой степенью внутренней геологической связности, варьирующей в разных случаях, выделяемые в природных границах для целей формационного анализа.

Несмотря на малую конкретность, это определение, как универсальное, в принципе нельзя дальше конкретизировать (исключая редакционные изменения). В него не могут быть включены никакие уточнения, связанные с частными аспектами изучения формаций, например тектоническим. Не могут быть включены частные генетические моменты, тем более проблематичные. Исключаются «уточнения», имеющие слишком неопределенный смысл («закономерные» или «закономерно связанные» парагенезисы) или семантически излишние («естественные» ассоциации). В это принципиальное определение не должны включаться те признаки, которые соблюдаются автоматически для любых природных образований, а не только для геологических формаций. Таковы ссылки на «индивидуальность» и «повторяемость» как принципиальные признаки формаций. Первому признаку удовлетворяет любое отдельно взятое и всесторонне рассматриваемое индивидуальное природное образование, согласно диалектическому закону неповторимости. Второму признаку также автоматически удовлетворяет любое природное образование, взятое в классификационном аспекте.

Общее определение магматических формаций будет отличаться от универсального только тем, что в нем рассматриваются магматические породы.

Уточнения и более конкретные критерии могут и должны вводиться в определения формаций как ранговых единиц и разных иных классификационных подразделений формаций.

10. В частности, основные элементы определения и критерии для магматических комплексов можно сформулировать следующим образом.

Магматические комплексы — это региональные формации малого ранга, удобные в качестве опорных единиц для регионального картирования магматических ассоциаций. Для пород и тел, объединяемых в магматический комплекс, обязательна тесная связанность — территориальная (в пределах единой тектоно-формационной зоны), стратиграфическая (возрастная близость, чередование, переслаивание) и петрогенетическая (принадлежность к единому процессу породообразования, не обязательно в смысле образования из одного очага, т. е. в смысле прямой комагматичности). Магматический комплекс может иметь однородное (квазиоднородное) распределение составов или распределение с признаками неоднородности (неодномодальное и т. д.).

Отделение магматических комплексов друг от друга обосновывается: а) существенными различиями состава (петрографического, петрохимического); б) разобщенность ареалов распространения или наличием достаточно четких разделяющих тектонических (палеотектонических) и тектоно-формационных границ (см. пункт 3); в) признаками существенных перерывов магматической деятельности во времени (см. пункт 3). Эти признаки обеспечивают картируемость магматических комплексов.

Как геолого-картировочные единицы магматические комплексы не должны быть слишком сложны и громоздки в фациальном отношении. Вулканические комплексы в целях картирования целесообразно отделять от плутонических, как это обычно принято на практике.

Сознавая дискуссионность некоторых выдвинутых трактовок, автор имел в виду еще раз подчеркнуть, что представления о геологических формациях и формационном анализе, в том числе и основополагающие, нуждаются в критическом переосмысливании и уточнении.

## *О СУЩЕСТВУЮЩЕЙ НОМЕНКЛАТУРЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ ПОДВИЖНЫХ ОБЛАСТЕЙ*

В главе II был описан апробированный на конкретном материале вариант уточненной систематики и номенклатуры составов вулканических ассоциаций. Уместно рассмотреть существующие классификации вулканических формаций, в которых используется оценка их состава.

Основная номенклатура вулканических формаций подвижных областей, используемая в классификациях при региональных формационных исследованиях, пока не унифицирована. Не согласовано понимание самого подхода к систематике. Этот практически важный вопрос, к сожалению, мало освещается в дискуссиях о магматических формациях.

При составлении основных названий вулканических формаций подвижных областей во внимание берутся три группы признаков: 1) фациальные — заимствованные из практики изучения и классификации осадочных формаций и отражающие фациальную принадлежность пород («спилитовые» формации как подводно-морские, «андезитовые» и «порфировые» — как наземные и т. д.); 2) признаки первичного состава эффузивов; 3) признаки вторичных изменений («диабазовые формации», «диабазово-альбитофировые» и др.).

В основной номенклатуре формаций, естественно, могут отражаться лишь главнейшие их признаки.

При упорядочении номенклатуры следует исходить из четкого представления о принципиальном характере связи между отмеченными выше группами признаков. Связь эта оказывается в общем стохастической.

В частности, литофациальные признаки находятся в далеко неоднозначной, обычно слабой связи с первичным составом вулканических

формаций. Например, все больше накапливается данных о том, что в морских и наземных условиях встречаются вулканические ассоциации одних и тех же петрохимических классов и уклонов.

Глубокому вторичному перерождению бывают подвержены вулканические формации самого различного состава и различного тектонического положения.

Накапливаются данные о том, что зеленокаменное состояние бывает свойственно эффузивным формациям не только геосинклинальной, но и других стадий развития подвижных зон — орогенной (в некоторых межгорных впадинах девона Алтае-Саянской области и мезозоя Востока СССР) и даже платформенной (Бернадская, 1961; Махнач, Веретенников, 1970; Масайтис, 1970; Pareek, 1973, и др.). В последнее время зеленокаменные ассоциации эффузивов обнаружены в рифтовых зонах океанов (Мурдмаа, Прокопцев, 1968, Виноградов, Удинцев, Дмитриев и др., 1969; Чернышева, Рудник, 1970; Wiseman, 1940; Melson, Thompson, Andel, 1968, Melson, Thompson, 1970; Udintsev, Dmitriev, 1970, и др.).

Следовательно, литофациальные признаки, признаки метаморфизма и первичного состава вулканических формаций комбинируются случайно-вероятностным образом.

Поэтому наименования формаций в общем случае должны состоять из морфологических элементов, независимо выражающих разные признаки.

В условиях стохастической связи между признаками для создания унифицированной номенклатуры эффузивных формаций необходимо выбрать ведущий признак, который должен лечь в основу номенклатуры всех эффузивных формаций. Этим признаком, по-видимому, должен стать первичный состав, как это теперь общепринято для интрузивных формаций.

Для вулканических формаций (как фациальной группы магматических формаций) никакое дальнейшее подразделение по фациям или структурным особенностям, по-видимому, уже не должно затрагивать основную номенклатуру, чтобы сохранить возможность отразить в ней главнейшие особенности первичного состава (как коренной признак формации).

Номенклатура эффузивных формаций, сложившаяся стихийно и часто при слабой изученности их, не учитывает этой коренной особенности естественных связей между разными признаками формаций. Так, в понятии и термине «спилитовая формация» подразумевается однозначная связь между составом, морской фацией излияния, афанитовым характером лав и зеленокаменным изменением их. В понятии и термине «порфиритовая» или «андезитовая» формация нередко подразумевается однозначная связь между составом, наземной фацией излияний, структурными особенностями и краснокаменным обликом лав и т. д. Совпадение указанных признаков, подмеченное на частных примерах (может быть, даже многочисленных), принимается за «типичное». В действительности же связь между этими признаками остается далеко не однозначной и не очень сильной.

Именно поэтому возникает масса затруднений и противоречий при отнесении конкретных комплексов к «спилитовому», «порфиритовому», «порфировому» и т. п. формационным типам.

Поэтому же при детальных исследованиях не подтвердились первоначальные представления о том, что «спилитовый» («спилито-диабазовый»), «спилито-кератофировый», «порфиритовый» («андезитовый»), «порфировый» типы эффузивных формаций обладают весьма специфическими и легко отличимыми первичными составами.

Так, оказалось, что под названием «порфировой» формации (Пейве и Синицын, 1950; Салун, 1957; Моссаковский, 1963, и др.) объединя-

лись кислые, щелочносалические, базальтоидно-кислые, базальтоидно-щелочносалические и даже чисто базальтоидные вулканические ассоциации. В «порфиритовую» формацию включались, кроме лейкобазальтоидных, базальтовые и базальтоидно-кислые ассоциации. «Спилито-кератофировая» формация фактически объединяла базальтоидные, базальтоидно-кислые, базальтоидно-щелочносалические и кислые эффузивные комплексы.

Весьма разнообразны составы формаций, переходных от геосинклинальных к орогенным, и формаций орогенных, которые объединялись в «андезитовую», а также «трахиандезитовую» формации и т. д.

Старая номенклатура эффузивных формаций в значительной мере вуалирует их первичный состав, что само по себе указывает на необходимость перехода к более рациональной номенклатуре, которая была бы пригодна для детального анализа этих формаций.

Как отметил в одной из последних своих работ Е. К. Устиев (1970), эта старая номеклатура сохраняет исторический интерес, может иметь некоторое применение при обсуждении вопросов, не требующих точной оценки состава формаций, но при специальном изучении вулканических формаций должна заменяться более детальной номенклатурой, учитывающей конкретный состав пород.

В новых классификационных схемах магматических формаций (Карта магматических формаций СССР, 1971, и многочисленные региональные схемы) видно стремление к улучшению основной номенклатуры эффузивных формаций путем замены ранее употреблявшихся наименований формаций новыми, более четко отражающими их состав.

Классификация ВСЕГЕИ завершает многолетние попытки разных исследователей систематизировать магматические формации по их тектонической приуроченности. В табл. 31 воспроизведена ее эффузивная часть для подвижных зон. Несомненная ценность этой части схемы состоит в том, что она дает представление о типах вулканических ассоциаций, действительно наиболее характерных для определенных тектонических этапов развития от геосинклинальной области к платформе. Несмотря на отсутствие строго оговоренных вещественно-параге-

Таблица 31

*Классификация и номенклатура вулканических формаций (карта магматических формаций СССР, 1971)*

| Стадия | Номенклатура формаций в классификации |
|---|---|
| Ранняя (геосинклинальная) | 1. Спилито-диабазовая<br>2. Кератофиро-спилито-диабазовая<br>3. Кварцевых кератофиров<br>4. Базальтовых и андезитовых порфиров<br>5. Базальтовых порфиритов и трахитовых порфиров |
| Средняя (инверсионная) | 6. Андезито-базальтовых порфиритов<br>7. Диабазов и липаритовых порфиров<br>8. Андезито-дацитовых и липаритовых порфиров |
| Поздняя (консолидационная) | 9. Андезитовая (андезитовых порфиритов)<br>10. Липаритовая (липаритовых порфиров)<br>11. Трахиандезитовая (трахиандезитовых порфиритов)<br>12. Трахилипаритовая (трахилипаритовых порфиров)<br>13. Липарито-базальтовая (липаритовых порфиров — базальтовых порфиритов)<br>14. Диабазовых и пикритовых порфиритов |
| Постконсолидационная активизация | 15. Базальтовая (толеитовая)<br>16. Трахибазальтовая<br>17. Щелочных базальтоидов<br>18. Базальто-андезитовая |

нетических границ для выделения типов формаций, из номенклатуры последних видно, что сами признаки вполне рациональны (обычно — общая меланократовость, общая щелочность, интенсивность метаморфизма).

В этой части схемы, как и в подобных предыдущих, для каждой тектонической стадии (или каждого типа региональных структур) дан небольшой список типов вулканических формаций, причем ни один из этих типов формаций не повторен на разных стадиях подвижного пояса. В эффузивной части рассматриваемая классификация, таким образом, является вполне жесткой, т. е. исходит из представления об однозначном (детерминированном) характере связи между тектоническим положением и типами вулканических формаций (для некоторых типов интрузивных комплексов в этой классификации учтена повторяемость на разных тектонических стадиях).

Как ни покажется это парадоксальным, при детальной расшифровке составов по признакам общей меланократовости, общей щелочности или любым петрографическим показателям обнаруживается, что правилом является повторяемость типов составов вулканических ассоциаций подвижных зон на разных стадиях и в разных типах структур. Эффузивным комплексам разных стадий бывают свойственны зеленокаменный метаморфизм, одна и та же степень порфировости лав и т. д.

Характерен в этом смысле пример Алтае-Саянской области.

Здесь можно видеть, что раннегеосинклинальные зеленокаменноизмененные вулканические ассоциации, выделяющиеся как «спилито-диабазовые», фактически представляют ряд составов от базальтовых до лейкобазальтоидных (№ 3б, 6, 7, 17, 20, 21 в табл. 49).

Раннегеосинклинальные зеленокаменноизмененные ассоциации базальтоидных и кислых эффузивов, выделявшиеся как «кератофиро-спилито-диабазовые», соответствуют разнообразным комбинациям породных групп базальтового, лейкобазальтоидного, дацитового, риолитового, трахилипаритового и трахилипарито-дацитового состава (№ 1, 2, 3а, 4, 5, 8, 9, 11, 13, 15, 18, 19, 22—27, 36—39, 42—44 в табл. 49).

Среди раннегеосинклинальных зеленокаменноизмененных ассоциаций, выделявшихся раньше как «каратофиро-спилито-диабазовые», установлены базальтоидно-щелочносалические, представленные разными сочетаниями породных групп базальтового, лейкобазальтоидного, трахитового и трахилатитового состава (№ 10, 12, 14, 16 в табл. 49).

Вулканические ассоциации этапов и зон, переходных от геосинклинальных к орогенным (№ 28—35, 40 в табл. 49), в Алтае-Саянской области испытали региональное зеленокаменное изменение и повторяют типы составов, установленные для базальтоидных и базальтоидно-кислых ассоциаций раннегеосинклинального ряда.

Орогенные вулканические ассоциации Алтае-Саянской области (№ 41, 45—49 в табл. 49) частью приурочены к тектоническим впадинам, развившимся унаследованно на месте нижнепалеозойских прогибов (Кузнецкая и Южно-Минусинская впадины), и частью — к впадинам, заложившимся дискордантно на нижнепалеозойских и докембрийских структурах. Резко дискордантные впадины (Северо-Минусинская, Рыбинская, Агульская), тяготеющие к окраине Сибирской платформы, рядом исследователей относятся к структурам активизации платформы.

В унаследованных структурах орогенные эффузивные ассоциации испытали существенное вторичное изменение, отвечающее зеленокаменному.

В орогенных вулканических ассоциациях повторяются те же типы составов базальтоидно-кислых и базальтоидно-щелочносалических ассоциаций, что и в геосинклинальном и переходном рядах, и, кроме того, имеются щелочные трахифонолито-лейкобазальтоидные ассоциации. Последние установлены во впадинах дискордантного типа (53, 55, табл. 49).

При специальной и достаточно строгой сравнительной оценке составов по тем же классификационным признакам подобная широкая повторяемость составов вулканических комплексов должна стать очевидной и в других подвижных поясах. Подчеркнем, что эту закономерность нельзя доказать без введения формально-однозначных оценок составов формаций, которым не придавалось надлежащего значения в существующих классификациях (применительно к эффузивам).

Отсутствие однозначной шкалы составов эффузивных пород и достаточно строгой системы оценок состава их совокупностей было, несомненно, одной из причин, по которым длительное время удерживалось преувеличенное представление о неповторимости составов вулканических комплексов разного тектонического положения в подвижных областях.

Преувеличенное представление о различиях между составами эффузивных формаций разных стадий или типов зон в подвижных поясах (которые трактовались в классификациях, выполненных на тектонической основе, как качественные различия составов) в немалой степени определялось также слабым знанием первичного состава собственно-геосинклинальных ассоциаций.

Отметим в связи с этим, что по новым данным о некоторых зеленокаменных геосинклинальных ассоциациях Курило-Камчатской провинции и Аджаро-Триалетской геосинклинали Кавказа базальтоидная группа оказалась первичнощелочной, с повышенным содержанием калия (Ротман, Марковский, 1968; Соловьева, 1969; Лордкипанидзе, 1971). То же обнаружено в верхнедокембрийских геосинклинальных метабазальтоидах Железных гор, Чехословакия (Fiala, 1971b), в кембрии Астурии и Леоне (Парга, 1973). Оказалась щелочной лейкобазальтоидная группа лав в нижнекембрийской вулканической ассоциации Актовракской зоны Тувы (Волков, Лапин, Безруков и др., 1970). Таким образом, в геосинклинальных разрезах появляются трахибазальтоидные формации, считавшиеся свойственными лишь орогенному этапу (см. табл. 31).

Описана щелочная метабазальтовая ассоциация с анкарамитами в геосинклинальной толще с возрастом не моложе нижнего девона в Зирабулак-Зиаэтдинских горах Южного Тянь-Шаня (Корсаков, Мушкин, 1971). Содержит щелочные базальтоиды и базанитоиды верхнемеловая вулканическая ассоциация хробтов Валагинского, Тумрок и Кумроч Восточной Камчатки, включающая также пикрито-базальты и меймечиты (Васюков, Гончаренко, 1970; Марковский, Ротман, 1971). Ф. Фиала (Fiala, 1970, 1971a, b) описал зеленокаменную ассоциацию меланобазальтового уклона с эссекситовыми и тешенитовыми диабазами и пикритами в ордовике — девоне герцинид области Баррандиен, Чехословакия. Пикритовая группа вулканитов указывается в щелочной вулканической ассоциации нижнего кембрия Актовракской зоны Тувы (Никитчин, 1970). Во всех четырех последних случаях морские вулканические накопления прорываются перидотитами. Таким образом, появляются геосинклинальные аналоги орогенной формации «диабазовых и пикритовых порфиритов» (см. табл. 31).

По-видимому, лишь недостаточная изученность не позволяла до последнего времени назвать среди чисто кислых геосинклинальных комплексов «кварцевых кератофиров» конкретные аналоги орогенных вулканических формаций — «липаритовой (липаритовых порфиров)» и «трахилипаритовой (трахилипаритовых порфиров)». Салические породные группы того и другого состава, как уже отмечено, установлены в геосинклинальных комплексах в ассоциации с базальтоидами.

Щелочные вулканические ассоциации с базанитоидами («формация щелочных базальтоидов», табл. 31) свойственны не только поздним орогенам (стадии постконсолидационной активизации), но и ран-

ним орогенам и структурам инверсионной стадии. Таковы плиоцен-четвертичные высококалиевые ассоциации (с шошонитами) в миоцен-четвертичной геосинклинали Кэйп Фогель в восточной части Пупуа (Jakeš, Smith, 1970) и других участков Ново-Гвинейской островной дуги (Jakes, White, 1969), некоторые кайнотипные ассоциации Индонезии (Ван Беммелен, 1957; Taneda, 1963).

Вероятно, существуют и собственно геосинклинальные щелочные вулканические ассоциации с фонолитами.

В орогенных вулканических комплексах, безусловно, широко повторяются и количественные соотношения между породными группами, наблюдаемые в геосинклинальных комплексах.

В итоге становится проблематичным наличие вулканических комплексов таких специфических типов (выделяемых по показателям основности и щелочности), которые были бы запрещены для какого-либо из основных тектонических подразделений в подвижных поясах. Отсюда вытекает, что номенклатуру вулканических формаций подвижных поясов следует строить, исходя прежде всего из повторяемости типов их состава, т. е. автономно от тектонических подразделений. Аналогичная постановка вопроса правомерна и для всех вулканических формаций в целом, так как между вулканическими формациями подвижных зон и кратонов также выясняются постепенные переходы и существенное перекрытие составов.

Сделанные выводы никоим образом не означают отрицания абсолютно неизбежной связи между тектонической позицией и составом вулканических формаций в целом и (также неизбежной) общей неповторимой эволюции их состава в ходе тектонического развития.

Данные о систематических различиях между различными тектоническими типами вулканических формаций подвижных зон и частично кратонов будут рассмотрены в следующей главе. Здесь отметим, что реальные различия по меланократовости (основности — кислотности) и щелочности между тектоническими типами не являются настолько сильными, чтобы на них можно было основать удовлетворительное разделение вулканических комплексов разных тектонических типов и построить для каждого из них самостоятельную качественно неповторимую рабочую номенклатуру составов формаций.

Автору представляется очевидным, что различия между тектоническими типами вулканических формаций состоят не столько в неповторимости тех или иных типов состава комплексов, сколько в разной распространенности одних и тех же типов, уже давно подмеченной. Вопрос этот становится остро актуальным для магматических формаций вообще, так как существенная независимость типов состава от тектонического положения обнаруживается также в интрузивных ассоциациях подвижных зон (Ю. А. Кузнецов, 1970; Изох, 1969). Напомним, что в области осадочных формаций такая существенная независимость была осознана около двух десятков лет тому назад (Шатский, 1965). Это обстоятельство оговаривалось и в работах Ю. А. Билибина.

Полное или почти полное повторение типов вулканических формаций, выделяемых по главным показателям состава, в геосинклинальных и более поздних вулканических формациях подвижных зон не представляется неожиданным с позиции признания стохастического характера связи между тектоническим положением и составом магматических формаций. Сама по себе отмеченная повторяемость еще раз подчеркивает случайно-вероятностный характер зависимости между этими признаками магматических формаций.

*Глава VII*

# *СООТНОШЕНИЕ СОСТАВОВ МЕЖДУ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫМИ И ДРУГИМИ ВУЛКАНИЧЕСКИМИ ФОРМАЦИЯМИ*

Связь между тектоническим положением и составом магматических образований является одним из важнейших вопросов формационного анализа. Соотношение тектонической приуроченности с составом практически может исследоваться на разных формационных уровнях применительно к любым формационным единицам — от магматических комплексов частных тектоно-формационных зон и составляющих эти комплексы породных групп до самых крупных единиц и формационных типов.

В настоящей главе рассматриваются статистические соотношения составов вулканитов между крупными формационными подразделениями, выделенными по тектоническому признаку: между ассоциациями подвижных и кратонных областей в целом, собственно-геосинклинальными и орогенными ассоциациями в подвижных областях, ранними (близинверсионными) и поздними ассоциациями орогенов, а также ассоциациями океанов и материковых платформ. Здесь нашей целью является выявление основных петрохимических особенностей вулканической ассоциации геосинклиналей в восполнение в какой-то мере отсутствия или скудности достоверных статистических оценок состава не только этой, но и других ассоциаций. В качестве первого шага сделано статистическое сопоставление петрохимических составов вулканических формаций подвижных зон, платформенных и океанических областей на материале Евразии, Африки, Австралии и островов Атлантического, Индийского и Тихого океанов (Белоусов, 1970б, 1971а, б; Белоусов, Налетов, Полякова, 1971; Белоусов, Полякова, 1971).

За основу сравнений взяты породные группы: базальтоидная, щелочносалическая и кислая.

## *СООТНОШЕНИЕ СОСТАВОВ МЕЖДУ ВУЛКАНИЧЕСКИМИ ФОРМАЦИЯМИ ВЫСОКОПОДВИЖНЫХ И СТАБИЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ*

Известно, что вулканические формации геосинклинального этапа в целом приближаются по составу к более поздним формациям подвижных поясов, составляя с ними некоторый общий класс, в котором решительно господствуют так называемые известково-щелочные ассоциации. Известно, что среди этих ассоциаций в подвижных поясах широко представлены как чисто базальтоидные (с характерным лейкобазальтоидным уклоном), так и базальтоидно-кислые. Напротив, среди вулканических формаций кратонных областей — материковых платформ и океанического ложа — решительно господствуют так называемые толеитовые ассоциации — чисто базальтоидные (в основном базальтовые) — и мало распространены базальтоидно-кислые (в океанических ассоциациях последние крайне редки). Вулканическая ассоциа-

ция подвижных поясов в целом противостоит ассоциации кратонов как менее основная, отличаясь лейкократовым уклоном базальтоидной группы и гораздо большим развитием кислой.

Для базальтоидной группы эффузивов подвижных (впоследствии складчатых) поясов в целом сейчас можно уверенно говорить о многих петрохимических отличиях от базальтоидов кратонов. Это — повышение содержания кремнезема, глинозема, натрия и калия, повышенное отношение K/Na, пониженные содержания железа, магния, кальция и титана. Эти отличия сопряжены с меньшей общей меланократовостью базальтоидов подвижных поясов и частично уже подтверждены статистическими методами для кайнотипных базальтов разного тектонического положения (Chayes, 1964, 1965a; Chayes, Métais, 1964; Кутолин, 1969) и для базальтоидов четвертичных вулканов (Rittman, 1967; Grasso, 1967, и др.). Указанные отличия справедливы для резко преобладающих обычных базальтоидов (так называемого толеитового и известково-щелочного ряда) и, по-видимому, не могут быть искажены присутствием резко подчиненных базальтоидов щелочного уклона.

Различия между базальтоидными группами эффузивов подвижных поясов и кратонных областей в целом, несомненно, более резки, чем между базальтоидами материковых и океанических кратонов.

Резкое различие составов между формациями базальтоидов подвижных поясов и материковых кратонов ясно выражено в бимодальном планетарном распределении составов юных базальтоидов, которое было наглядно показано в недавних работах А. Ритмана с сотрудниками (Rittman, 1967, Grasso, 1967, и др.). Бимодальность проявляется в распределении MgO и $TiO_2$, суммы $SiO_2+Al_2O_3$, отношения $\frac{Al_2O-Na_2O}{TiO_2}$ и др. При этом один максимум отвечает в первом приближении базальтоидам орогенов и островных дуг, а другой — базальтоидам океанов и материковых плато. А. Ритман считает эту особенность распределения составов базальтоидов фундаментальным фактом, указывающим, по его мнению, на независимость «орогенных» (в широком смысле) базальтоидных магм от «неорогенных». Первые он противопоставляет вторым как сиалические (образовавшиеся за счет материала коры) симатическим (мантийным).

Так или иначе, резкое статистическое различие составов между юными базальтоидами подвижных зон и кратонов дает пример сильной сопряженности состава магм с типом тектонической обстановки. В данном случае различие составов соответствует резкому отличию тектонических обстановок подвижных поясов (тектоноферов, по Шейнманну, 1968) от кратонных областей и относительно резкому обособлению этих областей друг от друга в современной структуре.

Следует отметить, что бимодальность планетарного распределения составов базальтоидов, в основном кайнотипных, впервые была показана еще Ф. Ю. Левинсон-Лессингом (1925) по $SiO_2$ и коэффициенту кислотности $\alpha$ на выборке около 800 анализов базальтов, андезито-базальтов, андезитов и дацитов из сводки Г. Вашингтона (Washington, 1917). Достоверный статистический минимум располагается между базальтами и андезито-базальтами и соответствует 99%-ному уровню надежности, согласно сделанному нами расчету по варианту U-критерия, предложенного С. В. Гольдиным (1968).

Ознакомление с многочисленными петрохимическими материалами по базальтоидам разных провинций материковых платформ и океанов позволяет прийти к следующим выводам. В материковых ассоциациях, по сравнению с океаническими, чаще отмечается примесь сопровождающих базальты пород лейкобазальтоидного уклона (на океанических островах редки андезито-базальты, почти отсутствуют андезиты, лейкобазальтоиды представлены более щелочными разновидностями; Chayes, 1969). В первых реже примесь пород меланоба-

зальтового пикрито-базальтового уклона. Учитывая это обстоятельство и статистические данные В. А. Кутолина (1969) по базальтам океанов и материковых платформ и В. Л. Масайтиса (1970) — по траппам, можно считать, что в целом базальтоидная группа в ассоциациях материковых платформ по сравнению с океаническими является слегка более лейкократовой, более обогащена железом и калием, обеднена магнием, и возможно, кальцием и имеет повышенное отношение железа к магнию и калия — к натрию.

О соотношении составов щелочносалической группы эффузивов между подвижными и кратонными областями некоторые выводы можно сделать на основании статистического анализа, проведенного на петрохимическом материале из подвижных областей Евразии, материковых платформ Восточного полушария и океанических островов (Белоусов, Полякова, 1971).

В щелочносалических вулканитах подвижных поясов (выборки 1—5 в табл. 32) по сравнению с кратонами (выборки 6—9) в общем выше содержание магния, ниже — натрия и соответственно ниже общая щелочность, выше отношение калия к натрию и ниже — железа к магнию. Эти соотношения отражают фонолитовую тенденцию пород щелочносалической группы в кратонных и трахито-латитовую тенденцию — в подвижных областях.

Щелочносалическая группа вулканитов на материковых платформах (выборки 6—8) в общем богаче, чем на океанических островах, железом и кальцием и беднее натрием, и поэтому имеет повышенное отношение железа к магнию и калия к натрию, и возможно, несколько повышенную общую меланократовость.

Отметим, что между щелочными базальтоидами материковых платформ и океанов, с которыми ассоциируют вулканиты щелочносалической группы, одинаковое с последними соотношение уровней (судя по данным В. А. Кутолина (1969) имеется только для валового железа; по кальцию и общей меланократовости устанавливается соотношение, обратное таковому в щелочносалических породах. Таким образом, соотношения составов между щелочносалическими породами подвижных и кратонных областей существенно независимы от соотношений между составами базальтоидов.

Кислая группа эффузивов подвижных поясов, по данным статистических сопоставлений на материалах из Евразии и Африки (Белоусов, Налетов, Полякова, 1972), отличается от платформенной повышенным содержанием алюминия, магния, кальция и натрия и пониженным — калия (табл. 33 и 34), пониженной общей щелочностью (при повышенной анортитовости нормативного плагиоклаза) и пониженными отношениями железа к магнию и калия к натрию.

Кислая группа платформенных вулканитов выделяется среди остальных наиболее низкой дисперсией вариаций по магнию и кальцию. По алюминию и натрию соотношение между вулканитами кислой группы подвижных поясов и материковых платформ соответствует соотношению между базальтоидами этих тектонических провинций. Однако кислые вулканиты обнаруживают диаметрально противоположные базальтоидам первичные соотношения по магнию, кальцию, калию и по величинам Fe/Mg, K/Na и анортитовости нормативного плагиоклаза (по данным статистических расчетов В. А. Кутолина, 1969, для базальтов и просмотра многочисленной литературы по химизму эффузивов базальтоидной группы).

Ф. Чейз (Chayes, 1969b) отметил, что риолитовые породы океанических островов, распространенные там очень скудно, отличаются от совокупности остальных риолитовых пород Земли повышенной щелочностью. По сделанной им выборке анализов щелочами оказались пересыщены 8 из 20 риолитов океанических островов, в то время как из

Таблица 32

*Оценки средних содержаний окислов и их различия для вулканитов кислой группы различных провинций*

| Компонент | 1 | | | 2 | | | 3 | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | численность выборок | среднее, вес. % | отличается от среднего выборок | численность выборок | среднее, вес. % | отличается от среднего выборок | численность выборок | среднее, вес. % | отличается от среднего выборок |
| $SiO_2$ | 115 | 59,44 | 3,5,8 | 23 | 60,20 | 3,5,8 | 38 | 56,18 | 1, 2, 4, 5, 7, 9 |
| $TiO_2$ | 114 | 0,62 | — | 22 | 0,55 | 3 | 32 | 0,74 | 2, 4 |
| $Al_2O_3$ | 115 | 18,04 | 3,8 | 23 | 18,39 | — | 38 | 19,24 | 1, 5, 7, 9 |
| $FeO_{вал}$ | 115 | 4,67 | 4,9 | 23 | 3,63 | 4,3,7,8 | 38 | 4,97 | 2, 4, 5, 9 |
| MgO | 115 | 1,65 | 2,4,5,6,7,8,9 | 23 | 0,84 | 1 | 38 | 1,27 | 7, 8, 9 |
| CaO | 114 | 2,32 | 3,4,5 | 22 | 2,54 | 3,4,5 | 38 | 4,00 | 1, 2, 4, 5, 7, 8, 9 |
| $Na_2O$ | 115 | 4,89 | 3,7,8,9 | 23 | 4,16 | 6,7,8,9 | 38 | 3,92 | 1, 4, 5, 6, 7, 8, 9 |
| $K_2O$ | 115 | 5,05 | 3 | 23 | 6,09 | 3 | 38 | 8,36 | 1, 2, 4, 5, 6, 7, 8, 9 |
| $P_2O_5$ | 72 | 0,24 | 7,9 | 9 | 0,13 | — | 36 | 0,20 | — |
| $SiO_2$ | 38 | 59,10 | 3,5 | 84 | 63,48 | 1,2,3,4,7 8,9 | 45 | 61,45 | 3,8 |
| $TiO_2$ | 38 | 0,45 | 3,8,9 | 78 | 0,70 | — | — | — | — |
| $Al_2O_3$ | 38 | 19,10 | 5 | 84 | 17,34 | 3,4,8 | — | — | — |
| $FeO_{вал}$ | 38 | 6,26 | 1,2,3,5,7,8,9 | 84 | 4,11 | 3,4,7,8 | — | — | — |
| MgO | 38 | 0,70 | 1 | 84 | 0,94 | 1,7 | 45 | 1,13 | 1, 7, 9 |
| CaO | 38 | 1,28 | 1,2,3,6,8 | 84 | 1,54 | 1,2,3,6,8 | 45 | 3,04 | 4, 5, 7. 9 |
| $Na_2O$ | 38 | 5,27 | 3,8,9 | 84 | 5,01 | 3,7,8,9 | 45 | 5,57 | 2, 3, 8, 9 |
| $K_2O$ | 38 | 4,71 | 3 | 84 | 5,24 | 3 | 45 | 4,84 | 3 |
| $P_2O_5$ | 34 | 0,15 | — | 16 | 0,14 | — | — | — | — |
| $SiO_2$ | 72 | 59,88 | 3,5,8 | 115 | 56,65 | 1,2,5,6, 7,9 | 185 | 59,88 | 3, 5, 8 |
| $TiO_2$ | 61 | 0,58 | — | 112 | 0,67 | 4 | 182 | 0,71 | 4 |
| $Al_2O_3$ | 72 | 17,99 | 3,8 | 115 | 18,77 | 1,5,7,9 | 185 | 17,76 | 3, 8 |
| $FeO_{вал}$ | 72 | 5,01 | 2,4,5,9 | 115 | 5,12 | 2,4,5,9 | 185 | 4,00 | 1, 3, 4, 7, 8 |
| MgO | 70 | 0,54 | 1,3,5,6 | 115 | 0,80 | 1,3 | 185 | 0,77 | 1, 3, 6 |
| CaO | 72 | 1,78 | 3,6 | 115 | 2,52 | 3,4,5,9 | 185 | 1,79 | 3, 6, 8 |
| $Na_2O$ | 72 | 6,30 | 1,2,3,5,8,9 | 115 | 7,37 | 1,2,3,4, 5,6,7 | 185 | 7,17 | 1, 2, 4, 5 |
| $K_2O$ | 72 | 5,23 | 3 | 115 | 4,98 | 3 | 185 | 5,04 | 3 |
| $P_2O_5$ | 54 | 0,16 | 1 | 106 | 0,22 | — | 145 | 0,16 | 1 |

Выборки (Белоусов, Налетов, Полякова, 1971): 1. Урал (силур — девон) и Алтае-Саянская область (кембрий). 2. Кавказ (мезокайнозой, доплиоценовые) и Карпаты (мезокайнозой, доплиоценовые). 3. Италия (кайнозой). 4. Кузнецкий Алатау и Минусинская впадина (девон). 5. Прибайкалье (мезокайнозой, дочетвертичные). 6. Центральный Французский массив (кайнозой). 7. Австралия (кайнозой). 8. Восточная Африка, Аравия, Мадагаскар (мезокайнозой). 9. Острова Атлантического, Индийского и Тихого океанов (кайнозой). Доверительный уровень различий между средними — не ниже 95%-ного.

465 риолитов материков и окраинных морей — только 98. Различие долей пересыщенных щелочами риолитов по критерию $\chi^2$ удовлетворяет 99%-ному уровню надежности. Ф. Чейз отмечает, что океанические риолиты по химизму, возможно, ближе стоят к комендитам (породам калиевого уклона), чем к пантеллеритам (породам натриевого уклона).

Таблица 33

*Оценки средних содержаний окислов и их различия для вулканитов кислой группы различных провинций*

| Индексы группировок | Номера выборок | $SiO_2$ | | | $TiO_2$ | | | $Al_2O_3$ | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | численность выборок | среднее, вес.% | отличается от среднего выборок | численность выборок | среднее, вес.% | отличается от среднего выборок | численность выборок | среднее, вес.% | отличается от среднего выборок |
| Г Гд | 1 | 225 | 72,02 | 6, 8, 10—13 | 223 | 0,36 | 7, 8, 14 | 225 | 13,08 | 2, 4, 6—14 |
| | 2 | 71 | 72,37 | 6, 8, 10—13 | 71 | 0,33 | 7, 8, 14 | 71 | 12,39 | 1, 3, 14 |
| | 3 | 66 | 71,89 | 8, 10—12 | 60 | 0,34 | 8, 14 | 66 | 13,43 | 2, 6, 8—12 |
| | 4 | 171 | 71,73 | 5, 8, 10—12 | 171 | 0,33 | 7, 8, 12, 14 | 171 | 13,72 | 1, 2, 5, 6, 8, 10—12, 15 |
| Гм | 5 | 290 | 72,71 | 4, 6, 8, 10—13, 15 | 287 | 0,33 | 7, 8, 12, 14 | 290 | 12,96 | 2, 4, 6—14 |
| | 6 | 157 | 70,62 | 1, 2, 5, 10, 14 | 140 | 0,30 | 8, 12—14 | 157 | 14,23 | 1—5, 10—12, 15 |
| | 7 | 81 | 71,76 | 8, 10—12 | 78 | 0,24 | 1, 2, 4, 5, 8, 10—13, 15 | 81 | 13,73 | 1, 2, 5, 8, 10—12, 15 |
| | 8 | 49 | 69,34 | 1—5, 7, 9, 14, 15 | 49 | 0,46 | 1—7, 9, 14, 15 | 49 | 14,91 | 1—5, 7, 13—15 |
| О | 9 | 241 | 71,78 | 8, 10—12 | 238 | 0,31 | 8, 12—14 | 241 | 14,12 | 1—3, 5, 10—12, 15 |
| | 10 | 124 | 68,34 | 1—7, 9, 13—15 | 105 | 0,37 | 7, 14 | 124 | 15,56 | 1—7, 9, 13—15 |
| | 11 | 48 | 69,35 | 1—5, 7, 9, 13—15 | 45 | 0,40 | 7, 14 | 48 | 15,28 | 1—7, 9, 13—15 |
| | 12 | 67 | 69,76 | 1—5, 7, 9, 14, 15 | 63 | 0,44 | 4—7, 9, 14 | 67 | 15,17 | 1—7, 9, 13—15 |
| | 13 | 155 | 70,80 | 1, 2, 5, 10, 11, 14 | 155 | 0,39 | 6, 7, 9, 14 | 155 | 13,96 | 1, 2, 5, 8, 10, 12—15 |
| | 14 | 168 | 72,46 | 6, 8, 10—13 | 168 | 0,21 | 1—6, 8—13, 15 | 168 | 13,97 | 1, 2, 5, 8, 10—12, 15 |
| П | 15 | 186 | 71,51 | 5, 8, 10—12 | 169 | ,34 | 7, 8, 14 | 186 | 12,72 | 4, 6—14 |

Продолжение табл. 33

| Индексы группировок | Номера выборок | $FeO_{вал}$ | | | MgO | | | CaO | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | численность выборок | среднее, вес. % | отличается от среднего выборок | численность выборок | среднее, вес. % | отличается от среднего выборок | численность выборок | среднее, вес. % | отличается от среднего выборок |
| Г (Гд) | 1 | 225 | 4,21 | 4—15 | 225 | 0,80 | 2, 4, 6—10, 13—15 | 225 | 1,22 | 6—8, 10—12 |
| | 2 | 71 | 4,68 | 3—15 | 71 | 1,05 | 1, 3, 5, 7, 9, 11, 13—15 | 71 | 1,38 | 6, 8, 10—12, 15 |
| | 3 | 66 | 3,75 | 2, 5, 7, 9, 10, 12, 14 | 66 | 0,77 | 2, 6, 8—10, 13—15 | 66 | 1,65 | 6, 8, 10—12, 15 |
| | 4 | 171 | 3,38 | 1, 2, 7, 9, 12, 14 | 171 | 0,99 | 1, 5, 7, 9, 11, 13—15 | 171 | 1,24 | 6, 8, 10—12, 15 |
| | 5 | 290 | 3,07 | 1—3, 7, 14 | 290 | 0,78 | 2, 4, 6, 8—10, 12—15 | 290 | 1,51 | 6, 8, 10—12, 15 |
| | 6 | 157 | 3,24 | 1, 2, 7, 9, 14 | 157 | 1,06 | 1, 3, 5, 7, 9, 11, 13—15 | 157 | 2,19 | 1—5, 7, 9, 10, 13—15 |
| (Гм) | 7 | 81 | 2,03 | 1—6, 8—13, 15 | 72 | 0,63 | 1, 2, 4, 6, 8, 10, 12 | 81 | 1,66 | 1, 4, 6, 8—12, 15 |
| | 8 | 49 | 3,11 | 1, 2, 7, 14 | 49 | 1,12 | 1, 3, 5, 7, 9, 11 13—15 | 49 | 2,60 | 1—5, 7, 9, 13—15 |
| | 9 | 241 | 2,80 | 1—4, 6, 7, 13—15 | 241 | 0,49 | 1—6, 8, 10, 12 | 241 | 1,20 | 6—8, 10—12 |
| | 10 | 124 | 3,01 | 1—3, 7, 13 | 124 | 1,14 | 1, 3, 5, 7, 9, 11, 13—15 | 124 | 3,05 | 1—7, 9, 13—15 |
| | 11 | 48 | 3,15 | 1, 2, 7, 14 | 48 | 0,66 | 2, 4, 6, 8, 10, 12, 15 | 48 | 2,59 | 1—5, 7, 9, 13—15 |
| | 12 | 67 | 2,78 | 1—4, 7, 13—15 | 67 | 0,97 | 5, 7, 9, 11, 13—15 | 67 | 2,59 | 1—5, 7, 9, 13—15 |
| | 13 | 155 | 3,52 | 1, 2, 7, 9, 10, 12, 14 | 155 | 0,50 | 1—6, 8, 10, 12 | 155 | 1,24 | 6, 8, 10—12 |
| | 14 | 168 | 2,22 | 1—6, 8, 9, 11—13, 15 | 168 | 0,45 | 1—6, 8, 10, 12 | 168 | 1,56 | 6, 8, 10—12, 15 |
| П | 15 | 186 | 3,31 | 1, 2, 7, 9, 12, 14 | 186 | 0,43 | 1—6, 8, 10, 12 | 186 | 0,92 | 2—8, 10—12, 14 |

Окончание табл. 33

| Индексы группировок | Номера выборок | $Na_2O$ | | | $K_2O$ | | | $P_2O_5$ | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | численность выборок | среднее, вес. % | отличается от среднего выборок | численность выборок | среднее, вес. % | отличается от среднего выборок | численность выборок | среднее, вес. % | отличается от среднего выборок |
| Гд | 1 | 225 | 4,30 | 2, 3, 5—8, 10—12, 14, 15 | 225 | 2,11 | 2, 5, 7, 9—15 | 83 | 0,08 | 10, 12 |
| | 2 | 71 | 4,86 | 1, 3, 5—15 | 71 | 0,96 | 1, 3—15 | 60 | 0,10 | 10, 12 |
| | 3 | 66 | 3,63 | 1, 2, 4, 7, 9, 11, 13 | 66 | 2,40 | 2, 5, 9—11, 13—15 | 49 | 0,10 | — |
| | 4 | 171 | 4,59 | 3, 5—12, 14, 15 | 171 | 1,92 | 2, 5—7, 9—15 | 40 | 0,13 | — |
| Гм | 5 | 290 | 3,55 | 1, 2, 4, 7, 9, 11, 13, 14 | 290 | 3,25 | 1—4, 6, 8, 9, 13—15 | 184 | 0,07 | 9, 10, 12 |
| | 6 | 157 | 3,32 | 1, 2, 4, 7, 9—13 | 157 | 2,30 | 2, 4, 5, 9—15 | 52 | 0,13 | 7 |
| | 7 | 81 | 2,65 | 1—6, 8—10, 12—15 | 81 | 2,82 | 1, 2, 4, 9, 13—15 | 22 | 0,06 | 6, 9, 10, 12 |
| | 8 | 49 | 3,77 | 1, 2, 4, 7, 11, 14 | 49 | 2,33 | 2, 5, 9—11, 13—15 | 27 | 0,13 | — |
| О | 9 | 241 | 4,10 | 2—7, 11, 14, 15 | 241 | 4,04 | 1—8, 10—12, 15 | 134 | 0,13 | 5, 7, 14 |
| | 10 | 124 | 3,80 | 1, 2, 4, 6, 7, 11, 13 | 124 | 3,13 | 1—4, 6, 8, 9, 13—15 | 38 | 0,20 | 1, 2, 5, 7, 14 |
| | 11 | 48 | 2,89 | 1—6, 8—10, 12, 13, 15 | 48 | 3,21 | 1—4, 6, 8, 9, 15 | — | — | — |
| | 12 | 67 | 3,83 | 1, 2, 4, 6, 7, 11, 14 | 67 | 2,92 | 1, 2, 4, 6, 9, 13—15 | 40 | 0,19 | 1, 2, 5, 7, 14 |
| | 13 | 155 | 4,24 | 2, 3, 5—7, 10, 11, 14, 15 | 155 | 3,70 | 1—8, 10, 12, 15 | 40 | 0,11 | |
| | 14 | 168 | 3,19 | 1, 2, 4, 5, 7—10, 12, 13 | 168 | 3,68 | 1—8, 10, 12, 15 | 121 | 0,08 | 9, 10, 12 |
| П | 15 | 186 | 3,51 | 1, 2, 4, 7, 9, 11, 13 | 186 | 4,69 | 1—14 | 99 | 0,12 | — |

Примечание. Выборки (Белоусов, Налетов, Полякова, 1971): 1 — Горный Алтай, Салаирский кряж, Горная Шория и Кузнецкий Алатау (рифей — нижний палеозой); 2 — Тува и Западный Саян (*кембрий*); 3 — Узбекистан и Центральный Казахстан (рифей — нижний и средний палеозой); 4 — Урал (палеозой); 5 — Обь-Зайсанская и Джунгаро-Балхашская провинции (средний — верхний палеозой); 6 — Кавказ (мезозой — третичные, *доплиоценовые*); 7 — Карпаты (мезозой — третичные, доплиоценовые); 8 — Камчатка и Курилы (третичные); 9 — Казахстан (девон в пределах каледонит, средний карбон — пермь); 10 — Кавказ (плиоцен — четвертичные); 11 — Карпаты (плиоцен); 12 — Камчатка (четвертичные); 13 — Восточная часть Горного Алтая, Горная Шория, Кузнецкий Алатау, область Минусинской и Тувинской впадин (девон); 14 — Охотско-Чукотский пояс (мел-палеоген); 15 — Зауралье, Прибайкалье и Забайкалье, Восточный Китай, Восточная Африка, Аравия и Мадагаскар (мезо-кайнозой). Доверительный уровень различий между средними не ниже 95%-ного.

Индексы группировок: Гд — геосинклинали древние; Гм — геосинклинали молодые; О — орогены; П — платформы.

Таблица 34

*Оценки средних содержаний окислов и их различия для вулканитов кислой группы по укрупненным группировкам (тектоническим типам)*

| Индексы группировок | $SiO_2$ | | $Al_2O_3$ | | FeO вал | | MgO | | CaO | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | среднее, вес. % | отличается от среднего группировок | среднее, вес. % | отличается от среднего группировок | среднее, вес. % | отличается от среднего группировок | среднее, вес. % | отличается от среднего группировок | среднее, вес. % | отличается от среднего группировок |
| Гд | 72,00 | О | 13,24 | О, П | 3,95 | Гм, О, П | 0,89 | О, П | 1,30 | Гм, О, П |
| Гм | 71,72 | О | 13,59 | О, П | 2,96 | Гд, П | 0,87 | О, П | 1,81 | Гд, П |
| Г | 71,85 | О | 13,42 | О, П | 3,44 | О | 0,88 | О, П | 1,56 | О, П |
| О | 70,89 | Гд, Гм, Г | 14,44 | Гд, Гм, Г, П | 2,87 | Гм, Г, П | 0,64 | Гд, Гм, Г, П | 1,77 | Гм, Г, П |
| П | 71,51 | — | 12,72 | Гд, Гм, Г, О | 3,31 | Гм, Гд, О | 0,43 | Гд, Гм, Г, О | 0,92 | Гд, Гм, Г, О |

Окончание табл. 34

| Индексы группировок | $Na_2O$ | | $K_2O$ | | $Na_2O + K_2O$ | | $Na_2O + K_2O$ | | $TiO_2$ | | $P_2O_5$ | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | среднее, вес. % | отличается от среднего группировок | среднее, вес. % | отличается от среднего группировок | среднее, вес. % | отличается от среднего группировок | среднее, молек. кол-во | отличается от среднего группировок | среднее, вес. % | отличается от среднего группировок | среднее, вес. % | отличается от среднего группировок |
| Гд | 4,38 | Гм, О, П | 1,93 | Гм, О, П | 6,31 | О, П | 91 | О, П | 0,34 | — | 0,096 | — |
| Гм | 3,38 | Гд, О | 2,85 | Гд, О, П | 6,23 | О, П | 85 | О, П | 0,32 | — | 0,086 | О |
| Г | 3,86 | П | 2,41 | О, П | 6,27 | О, П | 87 | О, П | 0,33 | — | 0,091 | О |
| О | 3,80 | П | 3,62 | Гд, Гм, Г, П | 7,42 | Гд, Гм, Г, П | 99 | Гд, Гм, Г | 0,33 | — | 0,123 | Гм, Г |
| П | 3,51 | Гм, Г, О | 4,69 | Гд, Гм, Г, О | 8,20 | Гд, Гм, Г, О | 106 | Гд, Гм, Г | 0,34 | — | 0,12 | — |

Примечание. Г — геосинклинали. Остальные индексы — см. табл. 33. Доверительный уровень различий между средними не ниже 95%-ного.

Более высокая щелочность щелочных обсидианов океанических островов подтверждается новыми данными (Bailey, Macdonald, 1970): в этих породах уровень кремнезема ниже, чем в соответствующих континентальных.

Щелочной уклон установлен для кислых пеплов дна северо-западной части Тихого океана (Чайников, Черныш, Павленко, 1973).

Из приведенных статистических данных следует, что в салических вулканитах кислой и щелочносалической группы при переходе от подвижных поясов к кратонам согласованно понижается содержание магния и повышаются сумма щелочей и железо-магниевое отношение. Однако по изменению содержания натрия и величины калий-натриевого отношения эти породные группы характеризуются противоположными тенденциями; в подвижных поясах кислая группа имеет повышенное содержание натрия и пониженное отношение калия к натрию, щелочносалическая группа наоборот.

## *СООТНОШЕНИЕ СОСТАВОВ МЕЖДУ ВУЛКАНИЧЕСКИМИ ФОРМАЦИЯМИ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО И ОРОГЕННОГО ЭТАПОВ В ПОДВИЖНЫХ ОБЛАСТЯХ*

Особенности первичного состава собственно геосинклинкальных вулканических формаций в целом до последнего времени были выяснены лишь в наиболее грубых чертах. Общепринято, что по сравнению с формациями второй половины геосинклинального цикла (орогенными) в составе собственно геосинклинальных вулканических ассоциаций богаче представлены базальтоидные и меньше кислые породы и геосинклинальные базальтоиды имеют в общем повышенную меланократовость. Щелочносалические эффузивы и базальтоиды щелочного уклона для геосинклинальных ассоциаций в отличие от орогенных считались нехарактерными.

В последние годы при детализированном изучении состава этих вулканических ассоциаций, главным образом в геосинклинальных областях Советского Союза, все отчетливее выясняется довольно широкое распространение в геосинклинальных толщах вулканических комплексов с лейкократовым (андезито-базальтовым, андезитовым) уклоном базальтоидной группы (Штейнберг, 1964, 1968а; Борукаев и др., 1965; Русс, Наговская, 1968; Шейнманн, 1968; Белоусов, 1971а, б; 1972; Белоусов и др., 1969; 1974; Харкевич, 1969; Устиев, 1969; Дзоценидзе, 1970; Ю. А. Кузнецов, 1970, и др.).

Установлено, что в геосинклинальных толщах разных провинций заметно распространены щелочносалические эффузивы (Штейнберг, 1964, 1970; Борукаев, и др., 1965; Ломизе, 1969; Харкевич, 1969; Белоусов, 1967б; Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969; Белоусов, Налетов, Полякова, 1972, и др.).

Накапливаются материалы о существовании в геосинклиналях разного возраста и их современных аналогах вулканических ассоциаций с первичнощелочным, в том числе калиевым уклоном базальтоидной группы (Остроумова, Румянцева, 1967; Соловьева, 1969; Дзоценидзе, 1970; Лордкипанидзе, 1971; Jakeš, White, 1969; Jakeš, Gill, 1970; Jakeš, Smith, 1970; Fiala, 1970, 1971a, b, и др.).

В мощных геосинклинальных толщах найдены базальтоидные эффузивные ассоциации резко меланократового уклона (например, оливин-базальтовый, существенно анкарамитовый вулканический комплекс в Южном Тянь-Шане (Корсаков, Мушкин, 1971).

Появились сведения о лавово-туфовой или субвулканической природе некоторых ультраосновных тел в геосинклинальных офиолитовых

сериях, т. е. о присутствии в них ультраосновной группы — безглиноземистых и низкоглиноземистых пикритов (Никитчин, 1970, Fiala, 1970; Seliverstov, Tsikunov, 1969; и др.).

Таким образом, составы собственно геосинклинальных вулканических формаций оказываются гораздо разнообразнее, чем это было принято в первоначальных схемах Г. Штилле, Ю. А. Билибина и других.

Для базальтоидной группы эффузивов автором (Белоусов, 1970б, 1971а, б) были проведены по некоторым показателям химизма статистические сравнения между геосинклинальными и орогенными вулканическими ассоциациями на материалах в основном по Советскому Союзу (табл. 35, 36).

Юные вулканические провинции, считающиеся в основном современными аналогами некоторых древних эвгеосинклинальных областей, характеризуются четвертичными вулканитами архипелагов Индонезии, Курил и Камчатки.

Мезозойско-третичные геосинклинальные ассоциации представлены породами Камчатки, Курил, Сахалина и Кавказа.

Средне-, верхнепалеозойские геосинклинальные ассоциации охарактеризованы вулканическими образованиями Обь-Зайсанской (девон — нижний карбон Рудного Алтая и западной части Горного Алтая) и Джунгаро-Балхашской геосинклинальных областей (девон — нижний карбон Прибалхашья и Джунгарии) и Урала (ордовик — нижний карбон).

Рифейско-нижнепалеозойские геосинклинальные вулканические провинции представлены Центральным Казахстаном (рифей — силур) и Алтае-Саянской областью (рифей — нижний ордовик).

Выбранные вулканические ассоциации орогенного ряда относятся к районам, весьма разнородным по своей тектонической приуроченности. Верхненеогеново-четвертичные вулканические ассоциации Кавказа и среднекарбоново-нижнепермские вулканиты Казахстана и Узбекистана представляют собой образования, непосредственно следующие за общей инверсией и близкодновременные с формированием батолитовых гранитоидов (соответствующие провинции мы условно назовем близинверсионными орогенами).

Менеее тесную геохронологическую и тектоническую связь с предыдущим геосинклинальным этапом имеют меловая-палеогеновая ассоциация Охотско-Чукотского вулканического пояса, девонская ассоциация межгорных впадин Алтае-Саянской области.

Еще более обособлены от геосинклинального этапа развития мезозойская вулканическая ассоциация Зауралья и Северного Тянь-Шаня и особенно мезозойская и третичная ассоциации Прибайкалья.

Для базальтоидной группы в геосинклинальных ассоциациях оказывается характерным прежде всего то, что андезиты (если отнести к ним породы с $SiO_2 \geqslant 57\%$, по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу, 1925) ни в одной провинции не образуют преобладающего класса пород, даже вместе с сопровождающими их более салическими образованиями базальтоидной природы. В половине представленных геосинклинальных вулканических провинций (см. табл. 35, № 4, 5, 8—10) преобладание в базальтоидной группе принадлежит (на уровне надежности не ниже 95%) породам андезито-базальтового и базальтового состава ($SiO_2 < 57\%$), взятым вместе. При этом базальты ($SiO_2 < 52\%$, по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу) только в экстремальных случаях становятся равноправными по численности (объему) с остальными, более лейкократовыми базальтоидами. В большинстве взятых геосинклинальных провинций в базальтоидной группе значимо преобладают андезито-базальты вместе с еще более лейкократовыми базальтоидами. Отсюда ясно, что лейкобазальтоидные комплексы не могут считаться малохарактерными для собственно геосинклинальных провинций.

Таблица 35

*Оценки средних содержаний окислов и их различия для вулканитов базальтоидной группы разных провинций*

| Номера выборок | $SiO_2$ | | | $Al_2O_3$ | | | $TiO_2$ | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | численность выборок | среднее, вес. % | отличается от среднего выборок | численность выборок | среднее, вес. % | отличается от среднего выборок | численность выборок | среднее, вес. % | отличается от среднего выборок |
| 1 | 170 | 56,0 | 4, 5, 8, 10, 11а, 12, 14, 15б, 17, 18 | 170 | 18,1 | 6—10, 17, 18 | 170 | 0,92 | 7, 9, 10, 13—18 |
| 2 | 842 | 56,3 | 4, 5, 8—10, 11а, 12, 14, 15б, 16—18 | 842 | 17,7 | 6—10, 17, 18 | 834 | 0,90 | 6, 7, 9, 10, 13—18 |
| 3 | 181 | 56,7 | 4, 5, 8—10, 14, 15а, 15б, 16—18 | 181 | 18,1 | 6—10, 17, 18 | 181 | 0,85 | 6, 7, 9, 10, 13, 15—18 |
| 4 | 76 | 53,1 | 1—3, 7, 11а, 11б, 12—14, 18 | 76 | 18,0 | 6—10, 17, 18 | 74 | 1,07 | 10, 16, 17, 18 |
| 5 | 244 | 53,7 | 1—3, 7, 10, 11а, 11б, 12—14, 15б, 17, 18 | 244 | 17,4 | 6—10, 17, 18 | 217 | 0,98 | 9, 10, 13—18 |
| 6 | 92 | 55,1 | 11а, 12, 14, 15б, 17, 18 | 92 | 16,2 | 1—5, 8, 11, 12—16 | 91 | 1,09 | 2, 3, 10, 14, 16, 17, 18 |
| 7 | 124 | 57,4 | 4, 5, 8—10, 14, 15а, 15б, 16—18 | 124 | 16,4 | 1—5, 11—16 | 124 | 1,17 | 1—3, 8, 10—12, 12, 14, 16—18 |
| 8 | 470 | 54,3 | 1—3, 7, 10, 11а, 11б, 12—14, 15б, 17, 18 | 470 | 16,9 | 1—6, 9, 12, 13, 15 | 462 | 0,92 | 7, 9, 10, 13—18 |
| 9 | 201 | 54,8 | 2, 3, 7, 10, 11а, 12—14, 15б, 17, 18 | 201 | 16,0 | 1—5, 8, 11—16 | 201 | 1,16 | 1—3, 5, 8, 10—12, 14, 16—18 |
| 10 | 922 | 52,2 | 1—3, 5, 7—9, 11а, 11б, 12—14, 15а, 15б, 16—18 | 922 | 16,5 | 1—5, 11—16 | 913 | 1,40 | 1—9, 11—16, 18 |
| 11а | 131 | 58,3 | 1, 2, 4, 8—10, 11б, 14, 15а, 15б, 16—18 | 310 | 17,4 | 6, 7, 9, 10, 18 | 293 | 0,91 | 7, 9, 10, 13—18 |
| 11б | 179 | 55,5 | 4, 5, 8, 10, 11а, 12—14, 15б, 17, 18 | | | | | | |
| 12 | 260 | 58,4 | 1, 2, 4, 6, 8—10, 11б, 14, 15а, 15б, 16—18 | 260 | 18,1 | 6—10, 14, 16—18 | 237 | 0,93 | 7, 9, 10, 13—18 |
| 13 | 207 | 56,9 | 4, 5, 8—10, 11б, 14, 15а, 15б, 16—18 | 207 | 17,6 | 6—10, 18 | 189 | 1,19 | 1—3, 5, 8, 10, 11, 12, 14, 16—18 |
| 14 | 149 | 60,4 | 1—10, 11а, 11б, 12, 13, 15а, 15б, 16—18 | 149 | 17,3 | 6, 7, 9, 10, 12, 18 | 139 | 0,72 | 1, 3, 5—13, 15—18 |
| 15а | 135 | 54,7 | 3, 7, 10, 11а, 12—14, 15б, 17, 18 | 265 | 17,6 | 6—10, 18 | 262 | 1,20 | 1—3, 8, 10—12, 14, 16—18 |
| 15б | 130 | 50,7 | 1—3, 5—10, 11а, 11б, 12—14, 15а, 16, 18 | | | | | | |

| | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 16 | 179 | 54,4 | 2, 3, 7, 10, 11а, 12—14, 15б, 17, 18 | 179 | 17,3 | 6, 7, 9, 10, 12, 18 | 179 | 1,60 | 1—15, 17, 18 |
| 17 | 74 | 51,2 | 1—3, 5—10, 11а, 11б, 12—14, 15а, 16, 18 | 74 | 16,9 | 1—5, 12 | 74 | 1,59 | 1—9, 11—16, 18 |
| 18 | 158 | 48,5 | 1—10, 11а, 11б, 12—14, 15а, 15б, 16, 17 | 158 | 16,5 | 1—5, 11—16 | 157 | 2,33 | 1—17 |

Примечание. Выборки (Белоусов, 1971а): 1 — Индонезия (четвертичные); 2 — Камчатка и Курилы (четвертичные); 3 — Камчатка и Курилы (меловые — третичные); 4 — Сахалин (меловые — третичные); 5 — Кавказ (юра — нижний неоген); 6 — Западная часть Горного Алтая и Рудный Алтай (девон — нижнекаменноугольные); 7 — Прибалхашье и Джунгария (девон — нижнекаменноугольные); 8 — Урал и Зауралье (ордовик — нижнекаменноугольные); 9 — Центральный Казахстан (рифей — силур); 10 — Алтае-Саянская область, без Восточного Саяна (рифей — нижний ордовик); 11 — Кавказ (верхнеэоген-четвертичные); а — Грузия, б — Армения; 12 — Карпаты (верхнеэоцен-четвертичные); 13 — Охотско-Чукотский пояс (мел — палеоген); 14 — Центральный Казахстан и Узбекистан (среднекаменноугольно-нижнепермские); 15 — Алтае-Саянская область (девон): а — Палео-Кузбасс, Уйменско-Лебедская и Тувинская впадины, б — Минусинские впадины и Кузнецкий Алатау; 16 — Прибайкалье и Забайкалье; 17 — Зауралье и Северный Тянь-Шань (нижний мезозой); 18 — Прибайкалье (третичные). Доверительный уровень различий между средними не ниже 95%-ного.

Между геосинклинальными провинциями разного возраста (и с разным характером и возрастом фундамента) на взятом материале не намечается регулярного различия по уровню кислотности базальтоидов. Примерами эвгеосинклинальных провинций с более меланократовым составом базальтоидов оказываются вулканическая область Алтае-Саян в рифее и нижнем палеозое и область Кавказа в юре — нижнем палеогене, а примерами лейкобазальтоидных — Курило-Камчатская область в мезокайнозое и Джунгаро-Балхашская в девоне — нижнем карбоне.

На примере ассоциаций Курило-Камчатской геосинклинальной области (см. табл. 35, № 2, 3) можно видеть, что возрастные изменения кислотности (базитовости) базальтоидов не являются обязательными.

Достаточно очевидно (см. табл. 35), что различия средних между геосинклинальными провинциями по кремнезему невелики.

Провинции орогенного ряда явно более разнородны в отношении уровней содержания кремния в базальтоидной группе. При этом понижение кислотности происходит от орогенов близинверсионных (№ 11—14, табл. 35) к орогенам, более обособленным по возрасту и тектонически от геосинклинального этапа (№ 15—18). Эта тенденция выдерживается для ассоциаций как нормального (известково-щелочного, № 11а, 12—14, 15а, 17), так и щелочного петрохимического уклона (№ 11б, 15б, 16, 18).

Базальтоидная группа пород близинверсионных орогенов либо превосходит по уровню содержания кремнезема геосинклинальные, либо не отличается от них на тех же территориях. Это еще раз показывает, что противопоставление близинверсионных базальтоидных формаций геосинклинальным — как менее основным — нельзя принимать как обязательное и заведомое.

Базальтоиды поздних орогенов имеют четкую и противоположную близинверсионным базальтоидам тенденцию повышения основности по сравнению с геосинклинальными. Это обстоятельство может служить одним из формационных признаков отличия близинверсионных орогенов от поздних (субплатформенных).

Совокупность учтенных нами геосинклинальных базальтоидов в це-

Таблица 36

*Оценки средних содержаний $K_2O$ и их различия для вулканитов базальтоидной группы различных провинций*

| Номер выборки | Численность выборок | Среднее $KO_2$, вес. % | Отличается от среднего выборок |
|---|---|---|---|
| 1 | 151 | 1,87 | 2—4, 9, 10, 12, 14, 15, 16а, 16б, 16в, 17, 18 |
| 2 | 842 | 1,40 | 1, 5—9, 11, 13, 14, 16а, 16б, 17 |
| 3 | 173 | 1,41 | 1, 5—9, 11, 13, 14, 16а, 16б, 17 |
| 4 | 76 | 1,20 | 1, 5—9, 11, 13, 17 |
| 5 | 244 | 1,70 | 2—4, 6, 8—10, 14, 15, 16а, 16б, 16в, 17 |
| 6 | 308 | 2,18 | 2—5, 7, 9, 10, 12, 14, 15, 16а, 16б, 16в, 17, 18 |
| 7 | 260 | 1,74 | 2—4, 6, 8—10, 14, 15, 16а, 16б, 16в, 17, 18 |
| 8 | 207 | 2,17 | 2—5, 7, 9, 10, 12, 14, 15, 16а, 16б, 16в, 17, 18 |
| 9 | 179 | 3,25 | 1—8, 10—15, 16а, 16б, 16в, 18 |
| 10 | 74 | 1,32 | 1, 5—9, 11, 13, 16а, 16б, 17 |
| 11 | 158 | 2,04 | 2—4, 9, 10, 12, 14, 15, 16а, 16б, 16в, 17, 18 |
| 12 | 92 | 1,37 | 1, 6, 8, 9, 11, 13, 16б, 17 |
| 13 | 129 | 2,00 | 2—4, 9, 10, 12, 14, 15, 16а, 16б, 16в, 17, 18 |
| 14 | 471 | 1,06 | 1—3, 5—9, 11, 13, 17, 18 |
| 15 | 200 | 1,24 | 1, 5—9, 11, 13, 16б, 17 |
| 16а | 337 | 0,96 | 1—3, 5—11, 13, 16в, 17, 18 |
| 16б | 251 | 0,86 | 1—3, 5—13, 15, 16в, 17, 18 |
| 16в | 338 | 1,37 | 1, 5—9, 11, 13, 16а, 16б, 17 |
| 17 | 150 | 3,06 | 1—8, 10—15, 16а, 16б, 16в, 18 |
| 18 | 265 | 1,45 | 1, 6—9, 11, 13, 14, 16а, 16б, 17 |

Примечание. Выборки (Белоусов, 1971б): 1 — Индонезия (четвертичные); 2 — Камчатка и Курилы (четвертичные); 3 — Камчатка и Курилы (меловые — третичные); 4 — Сахалин (меловые — третичные); 5 — Кавказ (юра — нижний неоген); 6 — Кавказ (верхненеогеново-четвертичные); 7 — Карпаты (верхненеогеново-четвертичные); 8 — Охотско-Чукотский пояс (верхний мел — палеоген); 9 — *Прибайкалье (мезозой)*; 10 — *Зауралье и Северный Тянь-Шань (мезозой)*; 11 — *Прибайкалье* (третичные); 12 — Западная часть Горного Алтая и Рудный Алтай (девон — нижнекаменноугольные); 13 — Прибалхашье и Джунгария (девон — нижнекаменноугольные); 14 — Урал (ордовик — нижнекаменноугольные); 15 — Центральный Казахстан (рифей — силур); 16 — Алтае-Саянская область (рифей — нижний ордовик): а — Горный Алтай, Горная Шория и Салаирский кряж (рифей — нижний ордовик), б — Западный Саян и Тува (кембрий), в — Кузнецкий Алатау (рифей — нижний ордовик); 17 — Центральный Казахстан и Узбекистан (средний карбон — нижняя пермь); 18 — Алтае-Саянская область (девон).

Доверительный уровень различий между средними не ниже 99%-ного.

лом, как можно видеть, занимает по кислотности (базитовости) некоторый промежуточный уровень между ранними и поздними орогенными ассоциациями, и кислотность геосинклинальных базальтоидов в среднем отвечает кислотности орогенных.

В одних и тех же близинверсионных (№ 11 в табл. 35), или поздних (№ 15) орогенных провинциях менее кремнеземистыми (более базитовыми) оказываются базальтоиды тех субпровинций (№ 11б, 15б), которые характеризуются тектонически более зрелым характером фундамента, явными признаками «оплатформленности» (наличие древних срединных массивов, прямое соседство с платформой и т. д.). Таким образом, видна общая тенденция повышения базитовости базальтоидов в сторону тех орогенов, которые имеют субплатформенные признаки.

Размахи и дисперсии содержаний кремнезема, хотя они и уменьшены в базальтоидах некоторых ассоциаций поздних орогенов (№ 17, 18 в табл. 35), очевидно, не находятся в однозначной зависимости от общего уровня кремнеземистости или от тектонического типа ассоциации. Так, дисперсии («дифференцированность») позднеорогенных ассоциаций, содержащих большое количество базальтов (№ 15б, 17), и лейкобазальтоидной ассоциации близинверсионного орогена (№ 14) не различаются (Белоусов, 1971а).

Форма распределений кремнезема в базальтоидах рассмотренных подвижных областей в масштабе провинций и субпровинций симметричная, близкая к нормальной, иногда слабо правоасимметричная. Центры

распределений чаще попадают на интервалы содержаний, отвечающие андезито-базальтам и лишь в экстремальных случаях — базальтам и андезитам (Белоусов, 1971а).

Уровень содержаний глинозема в базальтоидах геосинклинальных ассоциаций, взятых в целом, не отличается от уровня в орогенных.

В базальтоидах мезокайнозойских геосинклинальных провинций (№ 1—5 в табл. 35) независимо от их местоположения в пределах территории Евразии уровни содержаний глинозема оказываются выше, чем в пределах более древних геосинклиналей (№ 6—10), в среднем на величину порядка 1—2 вес. %. При этом на одних и тех же больших территориях более древние геосинклинальные ассоциации менее глиноземисты, чем более поздние орогенного ряда (ср. № 7 и 9 с 14, № 10 с 15; см. табл. 35).

Это систематическое уклонение в своей основе, по-видимому, является особенностью первичного состава лав древних геосинклиналей, а не следствием вторичного перерождения пород. В пользу этого свидетельствует то, что резкое различие метаморфизма в существенно зеленокаменной третично-мезозойской и кайнотипной четвертичной ассоциациях Сахалино-Камчатско-Курильской области не сопровождается различием содержания глинозема.

По содержанию глинозема в базальтоидах мезокайнозойским геосинклинальным ассоциациям практически идентичны ассоциации близинверсионных орогенов (№ 11—13). Те и другие можно в целом отнести к высокоглиноземистым базальтоидным ассоциациям. Преобладающая часть их пород содержит более 17 вес. % $Al_2O_3$.

Орогенные ассоциации базальтоидов по средним содержаниям глинозема более близки между собой, чем геосинклинальные. При этом исчезают имеющаяся по кремнезему значимая разница между орогенными субпровинциями (№ 11а и 11б, 15а и 15б) и отчасти между близинверсионными (№ 11—14) и поздними (№ 15, 16) орогенами. Однако, судя по экстремальному положению базальтоидов некоторых ассоциаций (№ 17, 18), можно говорить о том, что имеется тенденция к уменьшению глинозема к поздним субплатформенным орогенам.

Следует отметить, что различия средних по глинозему между разными провинциями и их типами у базальтоидов в общем малы. Дисперсии не различаются, форма распределений близка к нормальной (Белоусов, 1971а).

Базальтоиды с абсолютно низкими (пикрито-базальтовыми, меланобазальтовыми) уровнями содержаний кремнезема и глинозема составляют в рассматриваемых ассоциациях ничтожную долю.

По содержанию титана геосинклинальные и особенно орогенные базальтоидные ассоциации довольно разнородны, и соотношения между ними весьма противоречивы.

Среди геосинклинальных ассоциаций обращает на себя внимание спад содержаний титана от древних (№ 6, 7, 9, 10 в табл. 35) к более молодым (№ 1—5). В последних распределения содержаний титана идентичны или близки с таковыми близинверсионных мезокайнозойских орогенов. В этом отношении титан в геосинклинальных ассоциациях ведет себя противоположно алюминию.

Вместе с тем выясняется, что из этой закономерности могут выпадать крупные (провинциальные) аномалии. Наиболее яркий пример дает низкотитанистая ассоциация геосинклинальных базальтоидов Урала, главная масса эффузивов которой относится к нижнему — среднему палеозою.

Аналогичные уклонения в ряду смежных рифейско-среднепалеозойских геосинклинальных провинций создают некоторую крупноплощадную зональность состава — повышение титанистости базальтоидов в направлении Урал — Казахстан — Алтае-Саянская область.

В базальтоидах близинверсионных и несколько запаздывающих (как № 15) орогенов титанистость по сравнению с предыдущей геосинклинальной стадией либо сохраняется на том же уровне, либо уменьшается. Для базальтоидов поздних субплатформенных орогенов (и известково-щелочного и щелочного уклонов) характерен экстремально повышенный уровень титанистости, сопряженный обычно (но не всегда) с пониженной кислотностью. Таким образом, поздние орогены по содержанию в базальтоидах титана так же, как кремния и частично алюминия, отличны от близинверсионных орогенов.

Геосинклинальные базальтоиды Алтае-Саянской области выделяются среди рассмотренных подвижных областей экстремально низким уровнем содержаний кремнезема (наиболее повышенной базитовостью) и наиболее высоким содержанием титана.

Отмечается (Белоусов, 1971б) статистическое повышение уровня калия в базальтоидах орогенных провинций против геосинклинальных (см. табл. 36). Причины этого различия нет оснований сводить только к зеленокаменным изменениям (см. гл. V). Это различие, по-видимому, отражает собой и первично повышенный уровень калия в орогенных базальтоидах. Для позднеорогенных базальтоидов довольно характерен высокий абсолютный уровень содержания калия. Для орогенных (в среднем) и особенно близинверсионных базальтоидов первично приподнятый против геосинклинальных уровень калия весьма вероятен прежде всего в связи с их уменьшенной меланократовостью (Белоусов, 1970б).

Внутри кислой группы вулканитов подвижных областей статистическое сравнение составов на материале Евразии было проведено в уже упомянутой статье (Белоусов, Налетов, Полякова, 1972).

Вулканические ассоциации, охарактеризованные выборками, приведены в табл. 33.

В табл. 34 даны вычисленные на основе табл. 33 оценки средних для некоторых компонентов по укрупненным группировкам для более древних и более молодых геосинклиналей и для орогенов.

От молодых к древним геосинклиналям в кислых эффузивах устанавливается повышение содержаний железа. Кроме того, устанавливаются понижение кальция и калия и повышение натрия, имеющие вторичную природу (см. гл. V).

От геосинклинальных областей к орогенам вообще в эффузивах кислой группы несколько снижаются средние уровни содержания кремния, железа и магния и повышаются уровни алюминия, фосфора, кальция, калия, сумма щелочей и калий-натриевое отношение.

Последовательность выборок от № 9—12 к № 13, 14 в табл. 33 отвечает последовательности от близинверсионных к поздним орогенам.

Между собственно геосинклинальными областями и близинверсионными орогенами сохраняются различия состава кислых эффузивов, установленные при сравнении первых с орогенными областями вообще; пропадает только отличие по магнию.

От близинверсионных к поздним орогенам происходит повышение содержаний кремния, железо-магниевого отношения и снижение содержаний алюминия, магния, кальция и фосфора. Нетрудно видеть, что эти уклонения приближают состав позднеорогенных кислых эффузивов к платформенным, так что последние отличаются практически только более низким уровнем алюминия и повышенными уровнями калия, общей щелочности и калий-натриевого отношения.

Соотношение между близинверсионными и платформенными кислыми эффузивами по железо-магниевому отношению аналогично отмеченному В. С. Соболевым (1950) соотношению между гранитоидами складчатых зон и платформ.

Не останавливаясь детально на различиях состава эффузивов кислой группы между конкретными провинциями типа подвижных

областей, отметим лишь, что соотношения уровней породообразующих компонентов между ними во многом прихотливы. При этом соотношения содержаний породообразующих компонентов, отмеченные выше на укрупненных группировках (по тектоническим типам), далеко не обязательно проявляются при сравнении отдельных провинций разного тектонического типа.

Если учесть тенденцию выноса калия и кальция и привноса натрия, а также статистическую стабильность суммы щелочей при региональном зеленокаменном изменении кислых эффузивов (Белоусов, Налетов, Полякова, 1972б, и гл. V настоящей работы), можно попытаться оценить первичное соотношение между геосинклинальной и орогенной группами кислых эффузивов по этим компонентам.

Обращает на себя внимание тот факт, что в ассоциации молодых геосинклиналей содержание CaO в кислых эффузивах не ниже, чем в орогенной, а $Na_2O$ даже ниже. Учитывая обычное поведение этих окислов в процессе зеленокаменного перерождения, можно полагать, что первичная известковистость геосинклинальных кислых эффузивов в целом могла быть выше, а отношение натрия к кальцию — ниже орогенных. Если это так, то нормативный плагиоклаз в геосинклинальных кислых эффузивах был в общем основнее, чем в орогенных. Это хорошо увязывается с другими особенностями химизма геосинклинальных кислых вулканитов и прежде всего — с повышенным против орогенных содержанием магния и железа. Таким образом, кислая группа геосинклинальных эффузивов имеет по сравнению с орогенными несколько более основной и меланократовый первичный уклон, аналогичный меланогранитовому (тоналитовому) уклону геосинклинальных гранитоидов. В связи с этим естественно считать, что низкий уровень $K_2O$ в геосинклинальных кислых эффузивах является следствием не только регионального его выноса, но и первично пониженного содержания ортоклазовой составляющей.

Поэтому правомерен вывод о том, что орогенные кислые вулканиты, в сравнении с геосинклинальными, оказываются менее меланократовыми (менее основными), более глиноземистыми и щелочными. При этом повышение $Al_2O_3$ и суммы щелочей в орогенной ассоциации сопровождается снижением $SiO_2$ и избыточной кремнекислоты. Показатель $Q$, по Заварицкому, рассчитанный по средним табл. 34, равен 34,4 для геосинклинальных и 30,1 для орогенных кислых эффузивов.

Отметим, что соотношения между геосинклинальными и орогенными кислыми эффузивами по алюминию и калию аналогичны тем, которые установлены для базальтоидов.

Из провинциальных особенностей состава геосинклинальных кислых эффузивов Алтае-Саянской области примечательно экстремально повышенное содержание железа, выделяющее эти эффузивы среди всех рассмотренных подвижных областей.

Для щелочносалической группы вулканитов соотношение составов в ряду подвижных областей оценивалось в отмеченной выше статье (Белоусов, Полякова, 1971).

В табл. 32 последовательность выборок 1—5 характеризует ряд от геосинклинальных провинций и близинверсионных орогенов к поздним орогенам. В этом ряду разница между составами геосинклинальных и орогенных щелочносалических вулканитов на использованном материале не установлена.

Ультращелочной уклон (при обычном преобладании натрия над калием) вулканитов древней платформы Африки, Аравии и Мадагаскара хорошо согласуется с аналогичной особенностью поздних щелочносалических интрузий на докембрийских платформах. Рядовые трахитовые (порядка 10 вес. % в сумме) уровни содержания щелочей, характерные для рассмотренных щелочносалических вулканитов подвиж-

ных зон и палеозойских платформ, соответствуют таковым в интрузивных щелочносалических ассоциациях орогенных областей и платформ с палеозойским возрастом фундамента (Воробьева, 1969). Это указывает на аналогичную направленность эволюции составов от подвижных поясов к древним платформам как для эффузивных, так и интрузивных щелочносалических пород.

*Из провинциальных особенностей состава щелочносалических эффузивов* отметим экстремально повышенный уровень магния и фосфора в выборке из геосинклинального палеозоя Урала и Алтае-Саянской области.

### *КРУПНОПЛОЩАДНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ СОСТАВОВ В ВУЛКАНИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЯХ ПОДВИЖНЫХ ОБЛАСТЕЙ*

В последние годы повышенный интерес вызывают проявления направленного латерального изменения состава эффузивных формаций на крупных площадях. Во многих работах, где рассматривается этот вопрос, речь идет о подвижных поясах.

В современном подвижном поясе Индонезии (Ван Беммелен, 1957; Taneda, 1963) смена состава четвертичных базальтоидов вдоль островной дуги вырисовывается в направлении Суматра — Ява — острова морей Саву, Банда, Тимор и вкрест простиранию Индонезийского архипелага — к о-ву Сулавеси, т. е. соответственно в сторону Австралии и юго-восточной окраины Азии и тяготеющего к ней крупного островного массива Калимантана. Обычные для островных дуг базальтоиды натриевого уклона вытесняются базальтоидами повышенной щелочности и с более высоким калий-натриевым отношением, вплоть до лейцитовых базанитов.

В кайнозойских базальтоидах Меланезийской островной гирлянды вкрест ее, в сторону Австралии, повышаются щелочность (от толеитовых до известково-щелочных и иногда базанитовых норм) и калий-натриевое отношение (Jakeš, White, 1969).

В Японии с востока на запад, в сторону материка, в четвертичных вулканических ассоциациях обычные базальтоиды вытесняются щелочными калиевыми, а кислые вулканиты — щелочносалическими (Kuno, 1959; Sigimura, 1961; Taneda, 1963).

*В Курило-Камчатской провинции в четвертичных кислых эффузивах* и несколько слабее в базальтоидах прослеживается (по нашим расчетам выборок из сводки Эрлиха и др., 1966, с помощью непараметрической статистики) обогащение калием (до содержаний, сравнимых с натрием) в последовательности Центральные Курилы — Северные Курилы — Восточная Камчатка — Центральная Камчатская депрессия — Срединный Камчатский хребет и Корякское нагорье. Эта последовательность соответствует переходу от островной дуги с океаническим типом коры через промежуточный к массиву с молодой материковой корой. В Западно-Камчатской зоне, у смыкания с Охотоморской плитой, развита третично-нижнечетвертичная щелочная ассоциация базанитов, трахиандезитов и латитов, обычно с преобладанием калия. Элементы этой зональности отмечены в работах ряда исследователей (Набоко, 1960; Горшков, 1960; Эрлих и др., 1966; Ротман, Марковский, 1968; В. В. Кепежинскас, 1970; Золотарев, Соболев, 1971; Ротман, 1971; Taneda, 1963, и др.).

В орогенной системе Большого Кавказа верхнекайнозойские кислые эффузивы обогащаются щелочами с юга на север с приближением к Русской платформе (Фаворская и др., 1969).

В орогенном поясе западного побережья Северной Америки происходит повышение щелочности и калий-натриевого отношения в базаль-

тоидных вулканитах кайнозоя в сторону Северо-Американской платформы (Уотерс, 1957; Moor, 1961; Gilluly, 1965; Smith, Carmichael, 1968).

В ордовике древней геосинклинальной области Моффат (Британские острова) с севера на юг, в сторону древней материковой суши, базальтоиды последовательно изменяют состав от толеитового через промежуточный к щелочному, причем с повышением щелочности возрастает железистость нормативной фемической составляющей (Fitton, Hughes, 1970).

Для Алтае-Саянской области крупноплощадная зональность состава вулканических ассоциаций отмечается в геосинклинальных образованиях рифея и нижнего палеозоя и в геосинклинально-орогенном ряду накоплений девона, в направлении от Алтая и Салаирского кряжа к Кузнецкому Алатау и Минусинским впадинам, т. е. в сторону Сибирской платформы (Белоусов, 1967б, 1968).

Как показано в главе II, на восточном склоне Кузнецкого Алатау и его восточных отрогах в вулканической ассоциации верхней части «неметаморфической» серии докембрия базальтоиды обогащаются по сравнению с более западными районами калием. В нижнепалеозойской вулканической ассоциации повышается уровень калия и общей щелочности в базальтоидах на востоке (Кузнецкий Алатау и северо-восточная часть Горной Шории). Таким образом, тенденция повышения калия по направлению к платформе сохраняется в базальтоидах на всем протяжении рифейско-нижнепалеозойского геосинклинального развития западной части Алтае-Саянской области (гл. II, см. табл. 2).

На восточном склоне и восточных отрогах Кузнецкого Алатау в верхней части «неметаморфической» серии докембрия появляются трахилипаритовые эффузивы с повышенным содержанием калия, несомненно первичным. В Кузнецком Алатау и примыкающей северо-восточной части Горной Шории салические эффузивы нижнепалеозойского этапа, в отличие от более западных районов, оказываются существенно щелочносалическими или кислыми с приподнятой калиевостью (гл. II).

В девонской серии повышается уровень содержания калия и общая щелочность кислой группы эффузивов в последовательности: Рудно-Алтайский и Ануйско-Чуйский — Уйменско-Лебедской и Тувинский — Кузнецкий и Минусинский прогибы, северо-западная часть Восточного Саяна (установлено по выборкам анализов в основном из работы И. В. Лучицкого и др., 1966, с помощью непараметрических статистик). На северо-востоке Кузнецкой впадины, в северной части Кузнецкого Алатау, в прилежащей северной части Минусинской впадины, в Рыбинской впадине и северо-западной части Восточного Саяна базальтоидная группа приобретает щелочной уклон и повышенную калиевость. Здесь же появляются высококалиевые девонские эффузивы щелочносалической группы.

Наметившаяся в позднем докембрии и разросшаяся в раннем палеозое зона вулканизма повышенной щелочности и калиевости на юге Средней Сибири рядом с Сибирской платформой стала ядром целой петрографической провинции щелочного магматизма, к которой тяготеют нижне- и среднепалеозойские габбро-сиенитовые и гранитоидно-сиенитовые комплексы с калиевой специализацией салических интрузий (Белоусов, 1967б; Белоусов, Довгаль, 1972).

Неслучайные вариации калия и обычно также общей щелочности представляют собой наиболее примечательное и выдержанное проявление крупноплощадной зональности состава вулканических формаций подвижных областей. Аналогичная зональность состава теперь уже широко известна для гранитоидных интрузий подвижных зон (Ю. А. Кузнецов, 1964; Вистелиус и др., 1969; Фаворская и др., 1969; Moor, 1962, и др.). Отмечаемые в некоторых областях, в том числе и в Алтае-Саянской (гл. V), направленные изменения других показателей состава

вулканических ассоциаций — присутствие или отсутствие кислой группы пород, количественное соотношение базальтоидных и кислых пород, меланократовость, железо-магнезиальное отношение и др.— настолько устойчивой регулярностью не обладают. Таким образом, крупноплощадная зональность щелочей в значительной степени независима от ряда других показателей химизма вулканических ассоциаций, и в том числе от уровня кремнекислотности; аналогичное явление отмечалось для Охотского вулканического комплекса и Японских островов (Фаворская и др., 1969).

Для указанной зональности характерно длительно унаследованное (в смысле сохранности пространственного плана) развитие с момента появления соседнего материкового блока.

Из сравнительных данных, приведенных в настоящей главе, следует, что рост содержаний калия или калий-натриевого отношения в базальтоидах идет от океанических областей к материковым платформам и от геосинклиналей к орогенам, в кислых вулканитах — от геосинклиналей к орогенам, а затем к материковым платформам, и в щелочносалических — от океанических областей к платформам. Эти геологические ряды, как известно, соответствуют нормальным рядам тектонического развития с прогрессивным усложнением строения и увеличением мощности коры. Континентализация коры, несомненно, представляет лишь одну сторону сложного процесса прогрессивного геологического и тектонического «вызревания», который захватывает кору и подкоровые слои и определяет в существенных чертах формы залегания и распределение глубинных масс разного состава. Последние интересуют нас как субстраты для образования магм.

Крупноплощадная зональность распределения калия в магматических ассоциациях (хотя она и является скорее всего сложно обусловленным явлением), по-видимому, может служить показателем латеральной зональности распределения калия, накапливающегося в коре и верхах мантии по мере «тектонического вызревания».

Крупноплощадную зональность распределения калия в магмах трудно истолковать с точки зрения только тектонических или петрологических режимов, особенно если она наблюдается внутри провинции с однотипным режимом (например, геосинклинальной) или вдоль простирания тектонической провинции.

* *
*

Показанные статистические различия между составами вулканических формаций разных тектонических типов подтверждают наличие сопряженности между тектонической обстановкой образования и составом формаций.

Эта сопряженность заметно проявляется в первичных составах всех породных групп — базальтоидной, щелочносалической и кислой.

Система зависимостей между тектоническими типами вулканических областей и составом вулканических ассоциаций включает в себя некоторые сильные связи, близкие к детерминированным (например, почти полное исчезновение кислой группы эффузивов при переходе от платформенных и подвижных областей, с материковым или переходным строением коры, к океаническим. Но в основном эти связи типично стохастические (вероятностные, в той или иной мере противоречивые).

Стохастический характер рассмотренных в данной главе зависимостей между тектоническими типами областей и составом крупных эффузивных ассоциаций виден, в частности, из того, что составы этих ассоциаций и составляющих породных групп могут быть близки при заведомо резких тектонических различиях (например, близость соста-

вов базальтоидных или щелочносалических пород в областях с океанической и материковой корой). Стохастический характер проявляется и в том, что направленные расхождения составов вулканических ассоциаций между различными тектоническими типами областей — это большей частью лишь слабые статистические тенденции, обязательные не для всех областей данных типов и тем более не для всех вулканических комплексов отдельных тектоно-формационных зон внутри этих областей.

Собственно геосинклинальная группа вулканических формаций не представляет по своему первичному составу узкий и совершенно специфический тип. Составы ее оказываются разнообразными и частично перекрываются с составами ассоциаций не только орогенных, но в значительной мере и кратонных областей. Фактически она охватывает образования, относимые, по существующим классификациям, к толеитовому, известково-щелочному, высокоглиноземистому, щелочному классам составов.

Стохастический характер связей между типом тектонической обстановки формирования и составом магматических формаций, как сложно опосредствованных связей между многопричинными природными явлениями, естественен и неизбежен.

В силу этого признаки состава формаций можно использовать для суждений о тектоническом типе территорий лишь с большой осторожностью, особенно при разграничении относительно тонких градаций тектонических обстановок, например собственно геосинклинальной и раннеорогенной, позднеорогенной и платформенной. При этом, естественно, более надежными будут те признаки состава, которые наиболее сильно связаны с типом тектонической обстановки.

Наглядное выражение зависимости между тектоническим положением и составом вулканических ассоциаций внутри подвижных областей дает крупноплощадная зональность составов, наблюдаемая в направлении от океанов или внутренних частей геосинклинальных систем к материковым массивам. Наиболее регулярно зональность проявляется в неслучайных вариациях содержаний калия и обычно также общей щелочности. Большей частью уровни калия или общая щелочность изменяются согласованно от зоны к зоне в базальтоидных и салических эффузивах, причем в последних эти изменения резче.

Устойчивая крупноплощадная зональность составов магматических формаций подвижных зон отражает латеральные различия состава и строения коры и верхней мантии (степени «континентализации» и «тектонической зрелости» коры и подкорового слоя) в полосе перехода от зон с примитивной или развивающейся корой к материковым массивам.

Вариации первичных составов породных групп, так же как и комбинаций породных групп при переходе от одного типа тектонической обстановки к другому, представляют интересный материал для петрогенетической расшифровки.

В частности, повышение железо-магниевого отношения в базальтоидной и щелочносалической группах лав от океанических областей к материковой платформе, в базальтоидной и кислой группах — от геосинклинальных областей к орогенным и в кислой и щелочносалической группах — от подвижных поясов к платформам может указывать на то, что магмообразование в более «континентализованных» областях опирается на субстраты, претерпевшие более многократную и более значительную дифференциацию.

*Глава VIII*

# ПРОБЛЕМЫ ПЕТРОГЕНЕЗА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ ПОДВИЖНЫХ ЗОН

## *НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ ФОРМАЦИОННО-ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА*

Конечной теоретической задачей формационной петрологии в соответствии с основной особенностью формационного анализа вообще (гл. VI) должно быть петрогенетическое истолкование естественных ассоциаций пород (и совокупностей породных тел) в целом. Содержание и приемы исследования в данном случае не могут сводиться к информации и приемам, которые обычно используются при решении частных задач петрогенеза в петрографии, таких как происхождение андезитов, муджиеритов, высокоглиноземистых базальтов, пород с экстремально высокой щелочностью и т. д.

На формационном уровне петрогенетического исследования должны выясняться причины, обусловливающие природные ассоциации разных пород. Кроме петрографических, петрохимических и других данных о составе пород здесь должны быть осмыслены в генетическом плане статистические особенности составов изучаемых ассоциаций в целом, а также основные геологические особенности этих ассоциаций, в частности тектоническое размещение.

При петрологическом анализе магматических формаций особое внимание должно уделяться выяснению геологического и историко-геологического способа реализации тех физико-химических факторов и механизмов образования магм и пород, которые установлены теоретически или экспериментально.

Общая петрогенетическая концепция магматических образований в дальнейшем будет, по-видимому, наиболее успешно развиваться именно на путях формационной петрологии. Показательно, что наиболее широкие петрологические разработки прошлого десятилетия (Тернер, Ферхуген, 1962; Ю. А. Кузнецов, 1964) были сделаны именно на формационной основе.

Элементы формационного подхода при разработке широких петрогенетических гипотез используются давно. Напомним, что Н. Боуэн (1933) начал изложение своей концепции главой о петрографических провинциях и сериях изверженных пород. Более широкий охват изверженных ассоциаций в качестве не только физико-химических, но и историко-геологических образований можно видеть в петрогенетических концепциях Р. Дэли, Ф. Ю. Левинсон-Лессинга и других крупных петрологов первой половины нашего столетия.

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, как известно, первым пришел к формулировке понятия петрографической формации. В отечественной геологии в течение последних 40—45 лет изучение генезиса магматических образований в широком плане («Основные идеи М. А. Усова в геологии», 1960; Билибин, 1948, 1955, 1959; Ю. А. Кузнецов, 1964; Устиев, 1966, 1969а; Афанасьев и др., 1968) и главных типов пород шло преимущественно по формационно-петрологической линии через обобщение данных физико-химической петрологии и геологии магматических формаций.

Попытаемся уяснить особенности современного подхода к исследованию наиболее актуальных вопросов петрогенеза вулканических формаций. Этот подход должен быть согласован с достигнутым уровнем магматической петрологии и способствовать решению важных вопросов, не привлекавших до сих пор должного внимания.

### *ВОПРОС О СТРУКТУРНОЙ МОДЕЛИ СИСТЕМЫ МАГМАТИЧЕСКОГО ПИТАНИЯ ДЛЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ*

Вулканические формации как ассоциации пород регионального и более широкого распространения и геологически длительного развития имеют, безусловно, сложные и изменяющиеся во времени системы магматического питания. Эти системы обычно сложнее, чем в плутонических формациях, за счет развития приповерхностной системы очагов и каналов.

Строение систем питания при петрогенетическом анализе вулканических ассоциаций обычно сводят к модели глубинный очаг — промежуточные очаги — периферические очаги — вулканические каналы. Считается, что «глубинный очаг» расположен в зоне магмообразования или сразу над ней и вмещает «исходную» магму. В нем магма может дифференцироваться. Выше происходит дальнейшее преобразование производных этой магмы.

Существование под вулканами глубинных (в частности, мантийных), периферических, а также промежуточных между ними очагов подтверждается геологическими и геофизическими данными.

Петрологический анализ с помощью указанной модели системы питания во многих случаях, хотя и не всегда, правомерен при изучении отдельно взятых вулканов, для которых часто бывает приемлемо представление о едином очаге исходной магмы.

Однако эта модель в общем случае неприменима для вулканических комплексов, которые обычно представляют комбинацию накоплений не одного, а нескольких или многих вулканов или вулканических центров.

Прежде всего следует учесть, что данная модель по самой своей структуре приспособлена к частному случаю с «единой» исходной магмой, который применительно к вулканическим комплексам может быть лишь экстремальным. Идея о глубинном «очаге» широко распространилась с 30-х годов в работах тех авторов, которые использовали гипотезу единой исходной базальтовой магмы.

Единый «глубинный очаг», очевидно, становится проблематичным в морфологическом смысле, если речь идет о вулканических комплексах большого площадного распространения, для каждого из которых возможно существование одновременно нескольких «глубинных очагов». Игнорировать это обстоятельство можно только в случае действительно «единой» (одинаковой во всей серии очагов) исходной магмы, когда серию очагов допустимо заменить в модели одним очагом.

Необходимость модели с серией глубинных очагов становится достаточно ясной в связи с развитием представлений о многообразии исходных магм, в том числе питающих одну и ту же вулканическую ассоциацию, а также о независимости салических и базальтоидных магм и о двухъярусном — мантийно-коровом размещении зоны магмообразования.

Модель с серией глубинных очагов правомерна и с той точки зрения, что при геологически длительном развитии вулканического комплекса возможно изменение (усложнение, упрощение) глубинных резервуаров. Возможна миграция очагов по вертикали в связи с восходящим и нисходящим перемещением фронта магмообразования, с изменением состава магм.

Сейчас только для коры и в основном ее верхней части мы можем составить более или менеее определенное представление о морфологии системы питания вулканических комплексов (на основе изучения систем субвулканических тел, а также форм более глубинных плутонов, которые имеют или могут иметь сообщение с вулканами). Структурные особенности мантийной части системы питания вулканов практически совсем неясны.

Противопоставление «очагов» и «каналов» при обсуждении вопросов магматического петрогенеза вулканических провинций носит зачастую схоластический оттенок, так как не имеется данных о количестве, характере, соотношениях и изменениях этих элементов системы питания. При формационно-петрогенетическом анализе обычно удобнее пользоваться более укрупненными категориями, такими как система питания, нижняя и верхняя, мантийная и коровая ее части, зоны магмообразования и перемещения магм, фронт магмообразования (поверхность, ограничивающая зону магмообразования сверху).

Зона магмообразования вулканических комплексов может подразделяться на составляющие ее зоны образования базальтоидных и салических (кислых, щелочносалических) магм.

Важны с динамической точки зрения такие категории, как восходящее (прогрессивное) и нисходящее (регрессивное) перемещение (миграция) фронта магмообразования.

### *ВОПРОС ОБ ЭФФЕКТИВНОСТИ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ МАГМ В ВУЛКАНИЧЕСКОМ ЦИКЛЕ*

При общей оценке возможностей дифференциации магм разного состава обычно учитывается, что склонность к дифференциации по физико-химическим причинам должна убывать от фемических магм к салическим. В этой последовательности магмы обедняются легко фракционируемыми фемическими компонентами и приобретают характер низкоплавких котектик, в которых одновременно кристаллизуются фемические и салические или основные и кислые компоненты, становясь при этом более вязкими.

Уменьшение способности к дифференциации от меланобазальтоидных магм к салическим доказывается прежде всего анализом расслоенности интрузивных тел (Уэйджер, Браун, 1970). Расслоенность наиболее заметно ослабляется при переходе от меланобазальтоидных магм с избытком фемических компонентов (оливин и др.) к базальтовым, соответствующим плагиоклаз-пироксеновой котектике.

В лейкобазальтоидных магмах плотность плагиоклаза становится выше плотности расплава (Bottinga, Weill, 1970), и кристаллы плагиоклаза приобретают способность осаждаться вместе с темноцветными, что дополнительно ограничивает возможности фракционирования магмы в фемическо-салическом направлении (о противоречивом гравитационном поведении плагиоклаза в базальтоидных магмах см. также: Гольдшмидт, 1938; Гинзбург, 1951; Полканов, 1953; Заварицкий, Соболев, 1961; Белоусов, 1965).

В салических плутонах проявления внутрикамерного расслоения слабы. Статистические исследования вариаций химического состава пород в глубоких (1—2 км) вертикальных разрезах массивов гранитоидов разного состава подтверждают в общем слабый и нерегулярный характер фракционирования породообразующих компонентов кислых магм (Ляхович, 1967; Могаровский, Мельниченко, 1969; Hurry, Emelens, 1960, и др.).

Несколько чаще и резче, чем в гранитоидах, но несравненно слабее, чем в габброидах, проявляется внутрикамерная расслоенность в щелочносалических интрузиях (Уэйджер, Браун, 1970).

Исследования расслоенных ультрабазито-габбровых плутонов ясно показывают, что в самых благоприятных условиях, т. е. при спокойном и полном прохождении цикла кристаллизации, меланобазальтоидные магмы дают большие массы производных расплавов состава габбро, гораздо меньшие объемы расплавов диорито-монцонитового состава и еще меньшие — состава гранофиров и сиенитов.

При этом гранофировые и сиенитовые породы оказываются бесспорными продуктами расслоения базальтоидов сравнительно редко, когда это доказывается постепенными переходами к габброидам через породы промежуточного состава и одновременно изоляцией магмы от вмещающих пород мелкозернистыми породами зоны закалки. В этих случаях абсолютные и относительные объемы гранофировых или сиенитовых производных малы, не превышают долей процента или нескольких процентов от объема всех остальных дифференциатов.

Состав салических дифференциационных слоев в расслоенных плутонах соответствует меланократовым гранофирам и меланосиенитам. Вариации в содержаниях кремнезема, вызванные расслоением в базитовых телах, обычно не превышает 10—15% (Садецки-Кардош, 1964; Уэйджер, Браун, 1970, и др.).

Таким образом, современные данные о расслоенных плутонах подтверждают некоторую возможность образования чисто дифференциационных остаточных очагов умеренно кислых и умеренно салических щелочных магм, прямо комагматичных с базальтоидами.

Что касается образования комагматичных с базальтоидами очагов настоящих кислых магм, до сих пор сохраняет свою силу «неутешительное отсутствие ясных, неусложненных полевых примеров, показывающих, что простая фракционная кристаллизация дает нормальную гранитную последовательность» (Walton, 1960). Очевидно, сейчас вопрос может ставиться лишь о возможности уникальных случаев образования нормальных гранитных дифференциатов при внутрикамерном расслоении базальтоидной магмы, а не о том, что такой процесс может иметь сколько-нибудь массовое распространение. Почти так же обстоит дело и с примерами образования крупных масс обычной щелочносалической магмы в результате расслоения базальтоидной.

Данные экспериментальной петрологии (рассматриваемые нами ниже в связи с анализом породообразующих котектик) не дают оснований ожидать, что массы кислых расплавов при расслоении базальтоидных магм могут стать обильнее с увеличением глубины залегания очагов, т. е. в недоступных наблюдению «глубинных очагах» низов коры или верхов мантии. Понижение устойчивости оливина и повышение — ортопироксена и модификаций кремнезема с глубиной, понижение при этом активности воды и кислорода (уменьшающее кристаллизацию рудных минералов) и инверсия температур плавления кислых и средних пород при высоких давлениях позволяют предполагать, что образование кислых остаточных расплавов на глубине еще более ограничено.

Физико-химические возможности обособления щелочносалических остаточных расплавов при расслоении щелочно-базальтоидных магм, по-видимому, не увеличиваются с глубиной, хотя для образования щелочносалических остатков не требуется столь значительного обогащения кремнеземом, как для кислых, а инверсия температур плавления между щелочными лейкобазальтоидными и щелочносалическими породами при повышении давления не намечается. По экспериментальным данным (Д. Грин, Рингвуд, 1968б; Bultitude, Green, 1967, и др.), при высоких давлениях избыточный оливин на интервале частичной кристаллизации щелочно-базальтоидных расплавов заменяется более богатыми кремнеземом смесями пироксенов с оливином или гранатом. Это неблагоприятно для обособления обычных щелочносалических магм, на-

сыщенных кремнеземом (трахитовых), хотя не препятствует образованию недосыщенных фонолитовых остаточных магм.

В случае, когда объемы гранофировых или щелочносалических пород, наблюдаемых в контакте с расслоенными габброидами, повышены, обнаруживаются факты, не позволяющие считать эти салические образования чистым продуктом внутрикамерного расслоения. Эти факты свидетельствуют либо о существенном новообразовании салических расплавов за счет метасоматической переработки и палингенеза боковых пород, ксенолитов или закристаллизованных пород того же плутона, либо о внедрении расплава извне. Об этом говорят петрографическая картина постепенных метасоматических и палингенных переходов к боковым кислым породам и следы аномально высокого содержания воды и других летучих и щелочей в местах залегания салического расплава, иногда резкое несоответствие между щелочным уклоном салических образований и обычным (толеитовым) уклоном ассоциирующих габброидов, резкие или секущие границы салических пород с габброидами и т. п. Многочисленные примеры такого рода имеются в литературе (Тернер, Ферхуген, 1961; Уэйджер, Браун, 1970; Розинов, 1965; Кривенко, 1971; Hamilton, 1960; Daugherty, 1963; Ianello, 1971, и др.). Салические палингенные новообразования на контактах с долго застывавшими расслоенными интрузиями, по-видимому, в общем более значительны по объему, чем чисто дифференциационные. Таким образом, возможности появления очагов салических расплавов заметно возрастают в связи с палингенным новообразованием их около очагов базальтоидной магмы.

Данные по интрузиям щелочного уклона (Уэйджер, Браун, 1970; Розинов, 1965; Кривенко, 1971; Семенов, 1971; Фейгин, 1971; Daugherty, 1963, и др.) и физико-химические соображения позволяют считать, что высокая активность щелочей резко усиливает новообразование салических расплавов на контактах базальтоидов путем палингенеза боковых пород и отчасти ранее закристаллизованных пород плутона или сильного преобразования состава остаточного расплава. Это — одна из причин того, что сиениты в ассоциации с расслоенными телами щелочных габброидов и базанитоидов появляются охотнее, чем гранофиры в связи с нещелочными габброидами.

Сейчас, по-видимому, нельзя указать среди сложных плутонов ни одного примера, где крупные массы кислых или щелочносалических пород можно было бы бесспорно считать чистым продуктом дифференциации базальтоидной магмы. Природа их может быть либо совершенно самостоятельной, либо контактово-палингенной, либо с участием приконтактового метасоматоза и палингенеза, т. е. в большей или меньшей мере автономной от силикатного вещества базальтоидов.

Со сходной ситуацией мы сталкиваемся и в случаях мелких инъекционных салических обособлений в габброидах так называемых «сегрегационных» жил. Масштабы их варьируют от нескольких миллиметров (затеки внутрь бывших газовых пузырьков и микротрещин) до метров и десятков метров. Природа их может быть также сложной, включая процессы метасоматической и затем палингенной переработки пород по трещинам в связи с продолжающимся подтоком тепла, летучих и щелочей. Трудность объяснения «сегрегационных» жил подчеркивалась давно (см. например, дискуссию между С. Нокколдсом и А. Холмсом — Nockolds, 1936), но тем не менее эти жилы обычно объяснялись упрощенно, как «выжимки» жидких остатков фракционной кристаллизации.

«Сегрегационные» остаточные жилы и небольшие слоеобразные обособления салических расплавов в почти полностью закристаллизованных габброидных телах, очевидно, не могут решить проблемы больших объемов продуктов салических извержений. Трудности усугубля-

ются тем, что из этих мелкоочаговых обособлений остаточной магмы шанс подняться в вулканическую фацию имеет только относительно небольшая часть салических расплавов в связи с неблагоприятными вязкостными и другими особенностями их (см. ниже).

Суммарный относительный объем кислых вулканитов в базальтоидно-кислых ассоциациях на порядок или больше превышает те реальные объемы кислых дифференциатов (доли процента и первые проценты), которые наблюдаются в расслоенных интрузиях. Так, в геосинклинальных и орогенных вулканических ассоциациях рифея и палеозоя Алтае-Саянской области, по нашим подсчетам (см. табл. 49), объемная доля салических, главным образом кислых эффузивов лежит в пределах 25—45%. Для территории СССР в докембрийских и фанерозойских ассоциациях на основании старых выборочных подсчетов площадей С. П. Соловьевым (1936) доля кислых пород оценивается ориентировочно в 50% (без траппов). По данным Р. Дэли (1936), в Тихоокеанских Кордильерах и Аппалачском поясе доля кислых пород среди эффузивов близка к 25%.

Пока нет подобных количественных оценок по крупным территориям отдельно для щелочносалических эффузивов и тесно ассоциирующих с ними базальтоидов. Но, по-видимому, относительные объемы щелочносалических продуктов тоже окажутся заметно больше, чем это следовало бы ожидать для соответствующих остаточных расплавов при кристаллизации базальтоидов. Например, в базальтоидно-щелочносалических комплексах кембрия и девона Кузнецкого Алатау, Северо-Минусинской и Рыбинской впадин и северо-западной части Восточного Саяна, согласно данным табл. 49, объем щелочносалических продуктов составляет в среднем около 15%.

Таким образом, с точки зрения статистического соотношения объемов кислых и, вероятно, щелочносалических продуктов, наблюдаемых в вулканических ассоциациях, с одной стороны, и получаемых в единичном цикле кристаллизации базальтоидов — с другой, прямое объяснение салических вулканических масс фракционной кристаллизацией магмы также уязвимо, как и подобное объяснение образования гранитов.

Важным геологическим фактом, опровергающим регулярное и обильное отделение кислых вулканических магм в единичном цикле кристаллизации базальтоидов, является огромное распространение чисто базальтоидных ассоциаций, длительно формировавшихся в большинстве областей развития траппов и океанических базальтов и во многих зонах подвижных областей. Ограниченные масштабы дифференциации толеитовых магм материковых платформ и особенно океанов в салическом направлении подчеркиваются тем, что здесь не только скудно развиты кислые вулканиты, но и мало развиты лейкобазальтоидные, и состав пород ограничен в основном базальтами.

Признаки сильной дифференциации (с образованием серий типа дунит — пироксенит — габбро) в трапповых интрузиях, так же как и в интрузиях под океанами, проявляют лишь меланобазальтоидные магмы, несмотря на предполагаемую спокойную тектоническую и физико-химическую обстановку кристаллизации очагов в коре кратонов.

Возможности дифференциации, устанавливаемые по расслоенным интрузиям, нельзя прямолинейно переносить на вулканические магмы, которые отличаются тем, что не проходят полного цикла интрателлурической кристаллизации, а часто вообще не несут признаков продвинутой кристаллизации в очагах и каналах. Дифференцированность вулканической магмы, достигаемая в незавершенном цикле кристаллизации, естественно, должна быть обычно меньше, чем дифференцированность плутонических магм в завершенном цикле. Ограниченность кристаллизационной дифференциации в вулканических магмах подчеркивал и выдающийся теоретик этого механизма Н. Боуэн (1933).

Гипотеза образования салических вулканических магм совместно с базальтоидными за счет моноциклической кристаллизации базальтоидов наталкивается и на другие трудности, которые подробнее будут рассмотрены ниже. Это — несоответствие состава обычных салических лав составу наблюдаемых или предполагаемых остатков кристаллизации базальтоидов, статистические признаки резкой неоднородности (прерывности) распределения составов в базальтоидно-салических ассоциациях и противоречие целому ряду геологических обстоятельств. Эти трудности в принципе одинаковы для базальтоидно-кислых и базальтоидно-щелочносалических ассоциаций.

Все вместе взятое заставляет подыскивать более приемлемую гипотезу происхождения главной массы салических магм эффузивных ассоциаций. За последние годы изменение взглядов петрологов и вулканологов по этому вопросу определилось четко. Оно идет в сторону широкого признания петрологической самостоятельности салических вулканических магм. Для кислых магм концепция самостоятельности сейчас принимается или учитывается уже в большинстве петрологических работ. В этом же направлении начинает пересматриваться природа разных щелочносалических магм. Полициклическая дифференциация (неоднократное переплавление и кристаллизация) привлекается, например, для объяснения ультращелочных салических пород (Шинкарев, 1970).

Сказанное не означает полного отрицания роли остаточных салических расплавов в вулканических извержениях. Речь идет о том, что такие расплавы обычно не являются существенным и тем более главным источником салических лав, а наблюдаемые массы кислых или щелочносалических эффузивов, как правило, не имеют прямого отношения к дифференциации базальтоидных магм в данном вулканическом цикле и, следовательно, не должны включаться в «дифференциационные серии» базальтоидов.

Следовательно, дифференциация вулканических магм должна анализироваться отдельно в рамках базальтоидной, кислой и щелочносалической породных групп, включая экстремальные разновидности, явно принадлежащие к той или иной группе генетически.

Роль того или иного фактора дифференциации в магмах, соответствующих разным породным группам, может быть различной. Это прежде всего относится к кристаллизационной дифференциации, поскольку различен набор минералов в разных породных группах, различны вязкости и плотности расплавов и т. д.

Имеются прямые высказывания о том, что роль кристалло-гравитационной дифференциации в прошлом сильно преувеличивалась (Садецки-Кардош, 1964, и др.). Это касается не только салических, но и большей части базальтоидных магм.

Как уже отмечалось, резкая кристаллизационная дифференциация хорошо доказывается для меланобазальтоидных магм с избыточными оливином и пироксенами. По многочисленным данным, изменение состава пород в фемическо-салическом направлении в меланобазальтоидных вулканических ассоциациях сильно скоррелировано с содержанием нормативного или модального оливина, что говорит об интенсивной его отсадке.

Вместе с тем должен быть принят во внимание хорошо обоснованный наблюдениями вывод о том, что кристалло-гравитационная расслоенность в том или ином виде (большей частью — слабом или «скрытом») почти обязательна для габброидных интрузий разного состава (Уэйджер, Браун, 1970). Заманчиво предположить, что и в вулканических базальтоидных магмах кристаллизационная дифференциация на глубине проявилась заметно и повсеместно. Для проверки этого предположения, а также для оценки влияния интрателлурической отсадки

кристаллов на состав магмы нужно найти критерии, которые учитывали бы специфические особенности эффузивных магм и пород.

В соответствии с темой нашей работы интересно получить оценки эффективности фракционирования кристаллов для базальтоидов подвижных поясов.

Обычно считается, что практически не испытали кристаллизационной дифференциации лавы, лишенные интраталлурических вкрапленников (афанитовые). Это положение можно принять, если отбросить возможный теоретически случай, когда высадка избыточных компонентов идет в виде кристаллических корок прямо на дно и стенки каналов. Полагая, что образование и фракционирование кристаллов в вулканической магме при охлаждении идет обычно в широком или во всем объеме, мы должны ожидать, что вариации (дифференцированность) состава магмы, обязанные этому процессу, по мере увеличения содержания и размеров кристаллов будут расти от нуля до некоторой величины. Эту тенденцию можно уловить расчетом корреляций и некоторыми другими статистическими методами.

Содержание и размеры вкрапленников, очевидно, являются некоторой функцией от скорости и продолжительности кристаллизации с момента появления первых кристаллов. Очевидно также, что максимальный размер выделений, фиксируемый в шлифе, относится, как правило, к ранней генерации кристаллов. Поэтому вариации максимальных размеров вкрапленников характеризуют раннюю стадию кристаллизации.

Обычно допускается, что кристаллизация вкрапленников, начинаясь на некотором уровне глубин, нарастает по мере дальнейшего подъема и охлаждения магмы. Это исходное предположение для базальтоидов подтверждается положительной связью между содержанием вкрапленников и окисленностью железа, о чем свидетельствует табл. 37, составленная для базальтоидов нижнепалеозойских комплексов Алтая, Салаира и Горной Шории (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969).

Таблица 37

*Зависимость между степенью порфировости и окисленностью железа в нижнепалеозойских лавах базальтоидной группы*

| Объемная доля порфировых выделений, % | Выборочные численности | | | |
|---|---|---|---|---|
| | пород с содержанием $Fe_2O_3$ (на нелетучую часть), % | | пород со значениями ф по Заварицкому | |
| | ⩽3,5 | >3,5 | ⩽12,5 | >12,5 |
| ⩽15 | 32 | 19 | 33 | 18 |
| >15 | 23 | 38 | 22 | 39 |
| | $\chi^2=6,0$; $k=0,23$ | | $\chi^2=8,0$; $k=0,27$ | |

Подчеркнем, что положительная сопряженность между порфировостью и окисленностью железа проявляется несмотря на то, что в той же выборке валовое содержание железа с повышением порфировости уменьшается ($k=-0,22$; $\chi^2=5,5$ при $\chi^2_0=3,84$).

Из табл. 38, рассчитанной для той же выборки (с добавлением двух анализов), видно соответствующее различие средних для окисного и закисного железа между более порфировыми и менее порфировыми базальтоидами.

Положительная корреляция между окисным железом и порфировостью, немного не достигающая 95%-ного доверительного уровня, проявляется также в выборке лейкократовых базальтоидов рифея — нижнего палеозоя тех же районов и Кузнецкого Алатау (табл. 39). В этой таблице учтены только порфириты с совместным (котектическим) нахождением плагиоклаза и клинопироксена во вкрапленниках, причем породы разбиты на две выборки — базальтовую ($SiO_2\leqslant 52\%$) и андезитобазальтово-андезитовую ($SiO_2>52\%$), для краткости называемую здесь лейкобазальтоидной. Численность каждой выборки — 111 анализов. Отбросив породы с нулевыми содержаниями и размера-

Таблица 38

*Статистики некоторых петрохимических показателей для выборок нижнепалеозойских базальтоидов с разной степенью порфировости*

| Петрохимические показатели | Афаниты и порфириты с долей порфировых выделений $V \leqslant 15$ % (52 ан.) | | | | Порфириты с долей порфировых выделений $V > 15$ % (62 ан.) | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | $\bar{X}$ | $S$ | $A$ | $d$ | $\bar{X}$ | $S$ | $A$ | $d$ |
| K/O | 126 | 105 | +1,34 | 0,75 | 211 | 173 | +1,10 | 0,80 |
| $Fe^{+3}/O$ | 462 | 342 | +1,45 | 0,76 | 635 | 293 | +0,20 | 0,81 |
| $Fe^{+2}/O$ | 1480 | 400 | —0,59 | 0,78 | 1186 | 372 | —0,10 | 0,82 |

Примечание. При числе анализов $n=52$: $A_{05} \leqslant 0{,}52$; $A_{01} < 0{,}78$; $0{,}75 \leqslant d_{05} \leqslant 0{,}85$; $0{,}73 \leqslant d_{01} \leqslant 0{,}86$; при $n=62$: $A_{05} \leqslant 0{,}48$; $A_{01} \leqslant 0{,}71$; $0{,}76 \leqslant d_{05} < 0{,}84$; $0{,}73 \leqslant d_{01} < 0{,}86$.

ми вкрапленников, имеем совокупности с рациональными отношениями $L_{пи}/L_{пл}$; распределения величин $V$, $L_{пл}$ и $L_{пи}$ при этом имеют уменьшенную асимметрию, что важно для оценок корреляций.

Из табл. 38 следует, что с увеличением порфировости в породах растет содержание калия. С этим согласуется положительная корреляция между калием и содержанием вкрапленников в лейкобазальтоидной выборке (см. табл. 39).

Примечательно, что совсем не намечается сопряженности между содержанием калия и максимальными размерами вкрапленников (хотя теоретически при повышении концентрации калия в расплаве мог бы стимулироваться рост выделений плагиоклаза за счет сопряженного повышения активности натрия и кальция). Последнее обстоятельство служит некоторым указанием на то, что наблюдаемые вариации калия от породы к породе уже практически не отражают того распределения калия в базальтоидных расплавах, которое существовало в момент появления первовыделений, но заметно отражают более позднее распределение, которое сложилось в расплавах к моменту излияния лав. При этом чем больше в магме содержание интрателлурических кристаллов, тем выше содержание в ней калия. Накопление высокоподвижного калия в расплавах, идущее параллельно с кристаллизацией, является, повидимому, результатом не фракционной кристаллизации, а скорее независимого подтока калия в зону кристаллизации из нижележащих участков магмы. Характерно, что от базальтовой к лейкобазальтоидной выборке уровень содержания калия не повышается.

Таким образом, содержание калия проявляет слабую положительную связь с валовым содержанием кристаллов и так же, как окисленность железа и порфировость, отражает продвижение расплавов к поверхности.

Теперь обратим внимание на связи между показателями интрателлурические раскристаллизованности и теми главными петрохимическими составляющими, которые входят в состав вкрапленников.

Для нижнепалеозойских базальтоидов Алтая, Салаира и Горной Шории (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969) было установлено, что с увеличением порфировости в них значимо (на 99%-ном доверительном уровне) изменяются корреляции между алюминием и магнием и алюминием и суммарным железом в сторону умеренных или сильных отрицательных связей (табл. 40).

Содержание алюминия в данном случае является показателем обилия плагиоклазового компонента, а содержание магния и суммарного железа — обилия фемических (пироксено-оливиновых и рудных) компонентов. Указанное изменение корреляций наилучшим образом согласуется с предположением, что при увеличении количества вкрапленников в магме усиливается кристалло-гравитационное перераспределение

Таблица 39

*Параметры распределения и коэффициенты линейной корреляции между петрохимическими показателями и содержаниями и максимальными размерами вкрапленников*

| Коррелируемые показатели | Параметры распределения коррелируемых показателей | | | | Коэффициенты линейной корреляции | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | Общее содержание вкрапленников в шлифе $V$, % | Максимальные размеры вкрапленников в шлифе | | Отношение максимальных размеров $L_{Пи}/L_{Пл}$ |
| | $\bar{X}$ | $s$ | $A$ | $d$ | | плагиоклаза $L_{Пл}$ | клинопироксена $L_{Пи}$ | |
| Si/O | 5219 | 196 | −0,66 | 0,80 | +0,08 | +0,10 | +0,14 | +0,01 |
| | 5820 | 280 | +0,69 | 0,78 | −0,25 | −0,18 | −0,34 | −0,23 |
| Ti/O | 218 | 127 | +1,00 | 0,78 | −0,40 | −0,08 | −0,27 | −0,11 |
| | 120 | 51 | +1,31 | 0,73 | −0,14 | +0,15 | +0,02 | −0,08 |
| Al/O | 2028 | 251 | −0,54 | 0,80 | +0,09 | +0,12 | −0,27 | −0,24 |
| | 1943 | 223 | −0,28 | 0,81 | +0,26 | +0,30 | +0,17 | −0,08 |
| ΣFe/O | 1934 | 364 | +0,58 | 0,79 | −0,32 | −0,24 | −0,25 | −0,03 |
| | 1503 | 452 | +1,19 | 0,70 | +0,02 | −0,09 | +0,08 | +0,11 |
| Mg/O | 862 | 292 | +0,84 | 0,79 | −0,02 | −0,22 | +0,32 | +0,34 |
| | 523 | 268 | +1,17 | 0,73 | −0,002 | −0,07 | +0,23 | +0,26 |
| Ca/O | 1400 | 412 | −0,09 | 0,79 | +0,29 | −0,02 | +0,27 | +0,20 |
| | 833 | 366 | +0,34 | 0,80 | +0,09 | +0,03 | +0,22 | +0,30 |
| Na/O | 598 | 179 | +0,49 | 0,80 | −0,19 | +0,10 | −0,34 | −0,32 |
| | 784 | 237 | +0,08 | 0,81 | −0,07 | +0,06 | −0,08 | −0,15 |
| K/O | 277 | 262 | +1,31 | 0,66 | −0,06 | −0,04 | +0,005 | +0,04 |
| | 250 | 174 | +0,66 | 0,84 | +0,24 | +0,02 | −0,03 | +0,04 |
| $Fe^{+3}/O$ | 664 | 327 | +0,97 | 0,80 | +0,07 | +0,006 | −0,13 | −0,17 |
| | 586 | 408 | +3,72 | 0,64 | +0,17 | +0,06 | +0,02 | −0,002 |
| $Fe^{+2}/O$ | 1270 | 446 | −0,11 | 0,80 | −0,31 | −0,20 | −0,10 | +0,10 |
| | 916 | 388 | +0,54 | 0,83 | −0,16 | −0,17 | +0,07 | +0,13 |
| $a$ | 10,0 | 2,5 | +0,22 | 0,83 | −0,19 | +0,10 | −0,31 | −0,29 |
| | 12,6 | 3,3 | −0,22 | 0,79 | +0,04 | +0,09 | −0,09 | −0,16 |
| $c$ | 6,3 | 1,7 | +0,11 | 0,77 | +0,30 | +0,16 | −0,01 | −0,02 |
| | 5,0 | 4,1 | +6,9 | 0,47 | +0,06 | +0,02 | −0,07 | +0,06 |
| $b'$ | 25,6 | 4,7 | +0,30 | 0,80 | −0,01 | −0,26 | +0,26 | +0,33 |
| | 17,0 | 4,9 | +0,64 | 0,77 | +0,06 | −0,13 | +0,23 | +0,36 |
| $n$ | 79,9 | 13,4 | −1,02 | 0,78 | −0,03 | +0,12 | +0,22 | −0,25 |
| | 83,9 | 10,7 | −0,68 | 0,83 | −0,27 | +0,02 | −0,01 | −0,11 |
| $Q$ | −10,5 | 5,8 | +0,47 | 0,74 | +0,11 | +0,13 | +0,15 | +0,02 |
| | +0,9 | 8,5 | +0,46 | 0,83 | −0,20 | −0,12 | −0,26 | −0,19 |
| $L_{Пи}/L_{Пл}$ | 1,32 | 1,27 | +2,09 | 0,70 | +0,13 | −0,42 | +0,72 | |
| | 0,78 | 0,49 | +1,86 | 0,69 | +0,22 | −0,39 | +0,56 | |
| $L_{Пи}$ | 2,0 | 1,4 | +1,77 | 0,76 | +0,50 | −0,08 | | |
| | 1,6 | 0,8 | +0,53 | 0,84 | +0,45 | +0,35 | | |
| $L_{Пл}$ | 2,2 | 1,7 | +2,93 | 0,66 | +0,15 | | | |
| | 2,4 | 1,5 | +2,33 | 0,68 | +0,24 | | | |
| $V$, % | 20,1 | 15,2 | +0,74 | 0,83 | | | | |
| | 23,3 | 13,5 | +0,43 | 0,82 | | | | |

Примечание. Для каждого показателя верхняя строка — базальтовая выборка ($SiO_2 \leqslant 52$ вес. %), нижняя — лейкобазальтоидная ($SiO_2 > 52$ вес. %). При числе анализов $n=111$ для нормального распределения: $A_{05} \leqslant 0{,}38$; $A_{01} < 0{,}56$; $0{,}76 < 0{,}83$; $0{,}75 d_{01} \leqslant 0{,}84$; $r_{01} \leqslant d_{05} \leqslant 0{,}24$; $r_{05} \geqslant 0{,}19$.

плагиоклазовых и фемических компонентов (комплементарное перераспределение) между участками магмы.

На выборках базальтоидов рифейского комплекса из тех же районов (26 пород с содержанием вкрапленников до 5% и 30 пород — 5% и более) не обнаружено значимых изменений коэффициентов корреляции алюминия с магнием и железом. Такой результат представляется естественным ввиду слабого развития интрателлурических кристаллов в магмах комплекса.

Остается проверить не связано ли общее однонаправленное изменение состава магм с кристаллизацией на путях подъема, выраженной вкрапленниками.

Для нижнепалеозойских базальтоидов Алтая, Саланра и Горной Шории (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969) было установлено, что со-

держание вкрапленников в породах имеет слабую отрицательную сопряженность с общей меланократовостью (показателем $b'$ по Штейнбергу). Однако подобная сопряженность не была установлена в базальтоидах рифейского комплекса тех же районов, отличающихся более слабой порфировостью.

Из табл. 39 видно, что ни в базальтовой, ни в лейкобазальтоидной выборках рифейских и нижнепалеозойских порфиритов не намечается существенной корреляции между содержанием вкрапленников с показателем меланократовости $b'$ и содержанием магния. Средние содержания вкрапленников достоверно не различаются, несмотря на резкое различие уровней меланократовости.

Таблица 40

*Оценки коэффициентов парной корреляции для выборок нижнепалеозойских базальтоидов с разной степенью порфировости*

| Коррелируемые показатели | $V \leqslant 15\%$ (52 ан.) | $V > 15\%$ (62 ан.) |
|---|---|---|
| Al/O—Mg/O | −0,30 | −0,76 |
| Al/O—ΣFe/O | +0,10 | −0,38 |

Примечание. При числе анализов $n=52$: $r_{05}=0{,}27$; $r_{01}=0{,}36$, при $n=62$: $r_{05}=0{,}25$; $r_{01}=0{,}33$.

Таким образом, в базальтоидах изученной геосинклинальной провинции (состав которых довольно обычен для базальтоидов подвижных поясов) нет устойчивой сопряженности между общей меланократовостью и валовым содержанием вкрапленников. Следовательно, не намечается общего существенного сдвига составов магм в фемическом или салическом направлении за счет перемещения и аккумуляции в них кристаллов.

Вместе с тем, общая меланократовость обнаруживает положительную корреляцию с максимальными размерами вкрапленников пироксена (значимую в обеих выборках; табл. 39) и отрицательную — с максимальными размерами плагиоклаза (значимую в базальтовой выборке). Так как вариации максимальных размеров характеризуют в основном раннюю стадию кристаллизации, указанные связи лучше всего истолковываются в том смысле, что разная степень меланократовости расплавов, сложившаяся к началу кристаллизации, определяла последовательность высадки, а затем и относительную скорость роста пироксена и плагиоклаза.

Как видно из табл. 39, значимые связи с содержанием вкрапленников фиксируются для Si/O, Ti/O, Al/O, ΣFe/O, Ca/O, Na/O.

Отрицательные корреляции Ti/O и ΣFe/O с порфировостью, устанавливаемые в базальтах, в нашем случае нет основания связывать именно с механизмом перераспределения и накопления кристаллов. В главе II показано резкое различие уровней содержания железа и титана и уровней порфировости между базальтами верхней рифейской и остальных изученных нами ассоциаций. Региональное различие составов и состояний магм этих ассоциаций может практически полностью обусловить указанные слабые или умеренно сильные корреляции. Показательно, что связи Ti/O — $L_{\text{пи}}$ и ΣFe/O — $L_{\text{пи}}$ в данном случае отрицательны; это никак не соответствует ни фракционированию пироксена, ни тому теоретическому положению, что повышенное содержание железа в расплаве должно ускорять кристаллизацию пироксена. В то же время отрицательная связь ΣFe/O — $L_{\text{пл}}$ отчасти объяснима тем, что повышенное содержание железа (как магния) в расплаве задерживает высадку плагиоклаза.

Для алюминия не устанавливается значимой связи с содержанием вкрапленников в базальтах, но устанавливается слабая положительная корреляция в лейкобазальтоидах. Al/O коррелируется отрицательно с $L_{\text{пи}}$ в базальтах и положительно с $L_{\text{пл}}$ в лейкобазальтоидах. Эта система связей наилучшим образом объясняется влиянием разных содержаний глинозема в расплавах к началу кристаллизации и во время ее. При этом рост общего содержания вкрапленников с увеличением гли-

нозема в лейкобазальтоидах отражает усиленную высадку плагиоклаза, избыточного над низкоплавкой пироксен-плагиоклазовой котектикой.

Для содержания глинозема и степени насыщенности пород кремнеземом ($Q$) в базальтах не устанавливается надежных связей с учтенными в табл. 39 характеристиками вкрапленников. Но в лейкобазальтоидах появляется слабая значимая отрицательная связь показателей кремнекислотности с содержанием вкрапленников и с максимальными размерами пироксенов. Отметим, что связь Si/O—$V$ статистически не вполне самостоятельна. Она ослабляется и становится незначимой при закрепленном Al/O ($r=-0{,}15$), однако почти не зависит от содержаний любого из остальных породообразующих элементов.

Указанные отрицательные связи хорошо объясняются с точки зрения вариаций содержания кремнезема в расплавах, сложившихся к началу кристаллизации и продолжавших оказывать влияние на ее ход. Именно с увеличением содержания кремнезема возрастает вязкость и снижаются температуры кристаллизации лейкобазальтоидных расплавов, что сдерживает высадку кристаллов, особенно пироксена, который кристаллизуется в лейкобазальтоидах всегда позже плагиоклаза. Перемещением и аккумуляцией кристаллов указанные отрицательные зависимости в лейкобазальтоидах объяснить гораздо труднее в связи с противоречивым гравитационным поведением в них плагиоклаза, запаздывающей кристаллизацией пироксена и повышенной вязкостью. Показательно, что в базальтах тех же ассоциаций, где возможности фракционирования кристаллов с точки зрения перечисленных свойств более благоприятны, перераспределение кремнезема, судя по отсутствию значимых корреляций, почти не проявляется.

Положительные связи Ca/O — $L_{\text{пи}}$ и Mg/O — $L_{\text{пи}}$ естественнее всего истолковать тем обстоятельством, что повышение содержания обоих оснований в расплавах ускоряет высадку пироксена. Регулярному накоплению кальция и магния за счет аккумуляции кристаллов противоречит отсутствие регулярной положительной связи содержаний этих элементов с содержанием вкрапленников. Прямая связь Ca/O — $V$ в базальтах может быть наведена усиленной кристаллизацией пироксена в обогащенных кальцием участках магмы. Наведенный характер этой связи подтверждается тем, что она уменьшается и становится незначимой при закрепленной $L_{\text{пи}}$ ($r=+0{,}18$). В то же время для кальция, испытавшего сильное перераспределение (с преобладанием выноса) при вторичных изменениях базальтоидов, положительная связь Ca/O — $V$ в базальтах может иметь и еще одну причину: в породах с более крупными и более обильными вкрапленниками пироксена кальций лучше удерживается в реликтах и карбонатных псевдоморфозах по этому минералу.

Отрицательные связи Na/O — $V$ и Na/O — $L_{\text{пи}}$ в базальтах хорошо объясняются вариациями содержаний натрия в расплавах. В участках с повышенными его концентрациями задерживается кристаллизация пироксена в базальтах, а также понижаются температуры кристаллизации расплавов вообще (см. ниже данные о низкоплавких котектиках щелочных базальтоидов).

Таким образом, проведенный статистический анализ подтверждает, что в геосинклинальных базальтоидных вулканических магмах фракционирование кристаллов в процессе образования вкрапленников вызывает заметное перераспределение фемических и салических компонентов, но только при повышенном содержании кристаллов в магме. Это перераспределение имеет комплементарный характер и в общем не приводит к существенному статистическому сдвигу составов этих магм в одном направлении (например — салическом).

При статистическом петрохимическом исследовании базальтоидной группы эффузивов подвижных поясов (А. Ф. Белоусов, 1971а) было

нозема в лейкобазальтоидах отражает усиленную высадку плагиоклаза, избыточного над низкоплавкой пироксен-плагиоклазовой котектикой.

Для содержания глинозема и степени насыщенности пород кремнеземом ($Q$) в базальтах не устанавливается надежных связей с учтенными в табл. 39 характеристиками вкрапленников. Но в лейкобазальтоидах появляется слабая значимая отрицательная связь показателей кремнекислотности с содержанием вкрапленников и с максимальными размерами пироксенов. Отметим, что связь Si/O—$V$ статистически не вполне самостоятельна. Она ослабляется и становится незначимой при закрепленном Al/O ($r=-0{,}15$), однако почти не зависит от содержаний любого из остальных породообразующих элементов.

Указанные отрицательные связи хорошо объясняются с точки зрения вариаций содержания кремнезема в расплавах, сложившихся к началу кристаллизации и продолжавших оказывать влияние на ее ход. Именно с увеличением содержания кремнезема возрастает вязкость и снижаются температуры кристаллизации лейкобазальтоидных расплавов, что сдерживает высадку кристаллов, особенно пироксена, который кристаллизуется в лейкобазальтоидах всегда позже плагиоклаза. Перемещением и аккумуляцией кристаллов указанные отрицательные зависимости в лейкобазальтоидах объяснить гораздо труднее в связи с противоречивым гравитационным поведением в них плагиоклаза, запаздывающей кристаллизацией пироксена и повышенной вязкостью. Показательно, что в базальтах тех же ассоциаций, где возможности фракционирования кристаллов с точки зрения перечисленных свойств более благоприятны, перераспределение кремнезема, судя по отсутствию значимых корреляций, почти не проявляется.

Положительные связи Ca/O — $L_{\text{пи}}$ и Mg/O — $L_{\text{пи}}$ естественнее всего истолковать тем обстоятельством, что повышение содержания обоих оснований в расплавах ускоряет высадку пироксена. Регулярному накоплению кальция и магния за счет аккумуляции кристаллов противоречит отсутствие регулярной положительной связи содержаний этих элементов с содержанием вкрапленников. Прямая связь Ca/O — $V$ в базальтах может быть наведена усиленной кристаллизацией пироксена в обогащенных кальцием участках магмы. Наведенный характер этой связи подтверждается тем, что она уменьшается и становится незначимой при закрепленной $L_{\text{пи}}$ ($r=+0{,}18$). В то же время для кальция, испытавшего сильное перераспределение (с преобладанием выноса) при вторичных изменениях базальтоидов, положительная связь Ca/O — $V$ в базальтах может иметь и еще одну причину: в породах с более крупными и более обильными вкрапленниками пироксена кальций лучше удерживается в реликтах и карбонатных псевдоморфозах по этому минералу.

Отрицательные связи Na/O — $V$ и Na/O — $L_{\text{пи}}$ в базальтах хорошо объясняются вариациями содержаний натрия в расплавах. В участках с повышенными его концентрациями задерживается кристаллизация пироксена в базальтах, а также понижаются температуры кристаллизации расплавов вообще (см. ниже данные о низкоплавких котектиках щелочных базальтоидов).

Таким образом, проведенный статистический анализ подтверждает, что в геосинклинальных базальтоидных вулканических магмах фракционирование кристаллов в процессе образования вкрапленников вызывает заметное перераспределение фемических и салических компонентов, но только при повышенном содержании кристаллов в магме. Это перераспределение имеет комплементарный характер и в общем не приводит к существенному статистическому сдвигу составов этих магм в одном направлении (например — салическом).

При статистическом петрохимическом исследовании базальтоидной группы эффузивов подвижных поясов (А. Ф. Белоусов, 1971а) было

обращено внимание на то, что распределение главных породообразующих окислов базальтоидов ($SiO_2$, $Al_2O_3$) в масштабе провинций оказывается, как правило, симметричным, близким к нормальному. Для тех же окислов характерен симметричный характер распределения в базальтоидах вулканических комплексов частных тектоно-формационных зон (на примере запада Алтае-Саянской области). Это не согласуется с предположением о том, что при формировании обычных базальтоидных вулканических магм подвижных поясов действует какой-либо выдающийся фактор однонаправленной дифференциации.

В итоге мы приходим к следующим положениям (правомерность некоторых из них будет дополнительно обсуждаться в следующих разделах этой главы).

1. В настоящее время в петрологии вулканических пород продолжается отход от преувеличенных представлений о возможностях дифференциации (в том числе кристаллизационной) в одном цикле существования магмы. Новыми данными подтверждается последовательное ослабление кристаллизационной дифференциации от меланобазальтовых к базальтовым, лейкобазальтоидным и салическим магмам.

Устанавливается, что в одном цикле своего существования базальтоидная магма лишь в особо благоприятных условиях, и притом в относительно малых количествах, выделяет остаточные кислые или щелочносалические расплавы. Определяющим источником кислых вулканических магм все шире признается автономное их выплавление; в этом же направлении пересматривается природа щелочносалических и вулканических магм. Вместе с тем становится все более очевидной неправомерность подхода, при котором обычные кислые и щелочносалические лавы рассматриваются как члены дифференциационных «серий» базальтоидной магмы.

Моноциклическая дифференциация магм базальтоидного, кислого и щелочносалического семейства в общем случае участвует в создании вариаций составов магм в рамках каждого семейства и лишь в виде исключения может давать некоторые экстремальные разновидности магм, уклоняющиеся по составу в другое семейство (субкислые и умеренно салические щелочные в базальтоидной группе, лейкобазальтоидные в кислой и щелочносалической).

Роль умеренно кислых и умеренно салических щелочных остатков кристаллизации базальтоидов в основном, по-видимому, не прямая, а косвенная. Эти остатки участвуют в накоплении глубинных субстратов, наиболее подходящих для формирования кислых и щелочносалических расплавов в последующих циклах образования магм.

2. При анализе дифференциации базальтоидных вулканических магм следует учитывать уменьшение эффекта фракционирования кристаллов от меланобазальтоидных магм к обычным базальтовым и лейкобазальтоидным. С этой точки зрения, оценки дифференциации обычных базальтоидных магм подвижных поясов (базальтовых и лейкобазальтоидных) должны быть вообще весьма осторожными.

3. Совместное изучение петрохимических признаков и показателей порфировости лав с помощью корреляционного анализа и других математико-статистических методов — перспективный путь исследования кристаллизационной дифференциации вулканических магм на этапе образования интрателлурических кристаллов.

На геосинклинальных базальтоидах Алтае-Саянской области (как примере довольно обычных базальтоидов подвижных поясов) выясняется, что в магмах за счет перераспределения кристаллов проявляется некоторое перераспределение фемических и плагиоклазовых компонентов. Ощутимое перераспределение имело место лишь в магмах, богатых кристаллами. Перераспределение носило комплементарный (двусторонний) характер и не сопровождалось общим существенным изменением состава магм в салическом направлении.

4. Установленные зависимости между содержаниями петрогенных элементов в лавах и показателями порфировости объясняются в основном различиями состава расплавов, сложившимися к началу кристаллизации минералов-вкрапленников.

### *ВОПРОС ОБ ИСХОДНЫХ МАГМАХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ*

Петрологические выводы об исходных (первичных, недифференцированных) магмах правомерны лишь постольку, поскольку имеются удовлетворительные данные для отличия их от «производных» магм (дифференцированных, контаминированных или смешанных). Разграничение исходных и производных магм довольно условно. В принципе, исходные составы магм в данной магматической ассоциации — это те составы, которые по источнику силикатного вещества можно считать в основном независимыми или автономными от других магм, участвовавших в формировании ассоциации.

Характер и эволюция представлений о составах исходных магм зависят от многих причин, и в том числе от уже установившихся взглядов исследователей на эффективность процессов контаминации, смешения и особенно дифференциации магм.

Заметный пересмотр представлений об исходных магмах для вулканических ассоциаций происходит в последнем десятилетии в связи с уже отмеченной переоценкой эффективности цикла дифференциации и результатами массовых опытов по имитации породообразующих выплавок при разных давлениях, температурах и содержаниях воды и других высокоподвижных компонентов. Установлено, что значительные вариации состава выплавок получаются при изменении условий плавления даже одного и того же материала. В частности, из одного ультраосновного субстрата могут образоваться выплавки разных базальтоидов.

В этой обстановке подвергается все более основательной критике и теряет популярность старый подход к объяснению вулканических комплексов с позиции единой стандартной магмы или ограниченного числа исходных магм. Большинство петрологов теперь учитывают возможность независимого возникновения вулканических магм разнообразного состава — пикритовых, базальтовых, лейкобазальтоидных (разных уклонов по щелочности и т. д.), кислых, щелочносалических.

Дело определенно идет к очень широкому признанию полифилии магм, исходных для вулканических ассоциаций. Напомним, что представление о «гамме» составов исходных магм отстаивалось еще В. Н. Лодочниковым (1936). В связи с этим следует считать, что наблюдаемое распределение составов пород внутри вулканических ассоциаций выражает в основном или существенно распределение составов исходных магм.

Подход к вопросу о составах магматических формаций с полифилитических позиций дает новый толчок к выяснению действительной природы многих разновидностей и даже целых классов магм и пород (например, лейкобазальтоидного, щелочносалического и некоторых более узких классов), которые традиционно считались «производными». Особо важную роль при этом приобретает анализ условий и механизмов выплавления магм разного состава.

### *НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ КОТЕКТИКИ КАК ОСНОВА ФОРМИРОВАНИЯ ПОРОД БАЗАЛЬТОИДНОЙ, КИСЛОЙ И ЩЕЛОЧНОСАЛИЧЕСКОЙ ГРУПП В ВУЛКАНИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЯХ*

Котектики мы понимаем здесь в самом широком смысле, как системы типа кристаллы — расплав, состав и состояние которых обеспечивают совместное плавление или совместную кристаллизацию из

расплава двух или больше минеральных фаз. Котектики могут быть эвтектическими, а также такими, когда один или оба минерала из котектической пары имеют переменный состав. Нас здесь будут интересовать в основном низкоплавкие котектики. Котектики, весьма близкие к эвтектическим, будут, когда потребуется уточнение, именоваться эвтектиками. В некоторых случаях низкоплавкие котектики мы обобщенно называем эвтектоидными. Этот же термин используется для того, чтобы подчеркнуть неполное соответствие рассматриваемой системы эвтектике.

На основе магматических котектик, подчиняющихся законам физико-химического равновесия, происходит «дозировка» состава расплавов при выплавлении и кристаллизации природных магм, и поэтому знание этих котектик может дать ключ к объяснению важнейших особенностей распределения составов магм и магматических пород. В частности, с помощью анализа главных котектик удается найти наиболее правдоподобное объяснение проявлениям резкой устойчивой неоднородности распределения составов в ассоциациях магматических пород.

Расплавы в верхней части верхней мантии и коре, в отличие от искусственных экспериментальных систем, всегда возникают за счет ассоциаций природных кристаллических фаз. Эволюция состава этих расплавов при кристаллизации и плавлении всегда идет под контролем минералов, взвешенных в расплаве или слагающих боковые породы, на основе механизмов физико-химического равновесия. Качественный состав и стехиометрия ассоциаций главных минералов на глубинах формирования магм входят в число главных факторов, определяющих главные черты состава ортомагматических пород. Кроме этих (экстенсивных) факторов на состав расплавов, как известно из многочисленных экспериментов и теоретических расчетов, влияют интенсивные факторы — температура, давление, активности подвижных компонентов.

Очень важную особенность процессов плавления и кристаллизации сложных систем представляют скачкообразные изменения качественного состава этих систем в ходе плавления или кристаллизации. Качественные скачки выражаются вовлечением в плавление или кристаллизацию новых кристаллических фаз, ранее не участвовавших в процессе. Здесь мы имеем дискретный процесс, в котором в принципе может быть найдена разгадка устойчивых максимумов и минимумов в распределении составов магматических пород и некоторых других особенностей распределения составов.

Что касается объяснения резкой устойчивой неоднородности в распределении составов магматических пород, то именно исследование дискретного ряда породообразующих котектик представляется наиболее обещающим. Анализ интенсивных физико-химических параметров магмообразования (температуры, давления, режима летучих) с этой точки зрения, очевидно, менее перспективен, так как не известно никаких признаков устойчивой прерывности или устойчивой периодической зависимости этих параметров от состава магм.

Для базальтоидной, кислой и щелочносалической породных групп следует показать, что каждая из них опирается на одну из наиболее распространенных низкоплавких котектик или на «куст» близких по составу низкоплавких котектик.

Еще И. Фогт (Vogt, 1908) отметил, что наиболее распространенные группы пород — габброидные, гранитоидные и щелочносалические (последние рассматривались им под названием «сиениты») — являются анхиэвтектическими, т. е. состав каждой из них приблизительно сводится к двум или трем минералам, дающим эвтектоидную смесь.

Составы габброидных пород, по мнению И. Фогта, располагаются близ «эвтектики» между плагиоклазом, с одной стороны, и железо-магниевыми и кальций-железо-магниевыми силикатами — с другой. «Сие-

расплава двух или больше минеральных фаз. Котектики могут быть эвтектическими, а также такими, когда один или оба минерала из котектической пары имеют переменный состав. Нас здесь будут интересовать в основном низкоплавкие котектики. Котектики, весьма близкие к эвтектическим, будут, когда потребуется уточнение, именоваться эвтектиками. В некоторых случаях низкоплавкие котектики мы обобщенно называем эвтектоидными. Этот же термин используется для того, чтобы подчеркнуть неполное соответствие рассматриваемой системы эвтектике.

На основе магматических котектик, подчиняющихся законам физико-химического равновесия, происходит «дозировка» состава расплавов при выплавлении и кристаллизации природных магм, и поэтому знание этих котектик может дать ключ к объяснению важнейших особенностей распределения составов магм и магматических пород. В частности, с помощью анализа главных котектик удается найти наиболее правдоподобное объяснение проявлениям резкой устойчивой неоднородности распределения составов в ассоциациях магматических пород.

Расплавы в верхней части верхней мантии и коре, в отличие от искусственных экспериментальных систем, всегда возникают за счет ассоциаций природных кристаллических фаз. Эволюция состава этих расплавов при кристаллизации и плавлении всегда идет под контролем минералов, взвешенных в расплаве или слагающих боковые породы, на основе механизмов физико-химического равновесия. Качественный состав и стехиометрия ассоциаций главных минералов на глубинах формирования магм входят в число главных факторов, определяющих главные черты состава ортомагматических пород. Кроме этих (экстенсивных) факторов на состав расплавов, как известно из многочисленных экспериментов и теоретических расчетов, влияют интенсивные факторы — температура, давление, активности подвижных компонентов.

Очень важную особенность процессов плавления и кристаллизации сложных систем представляют скачкообразные изменения качественного состава этих систем в ходе плавления или кристаллизации. Качественные скачки выражаются вовлечением в плавление или кристаллизацию новых кристаллических фаз, ранее не участвовавших в процессе. Здесь мы имеем дискретный процесс, в котором в принципе может быть найдена разгадка устойчивых максимумов и минимумов в распределении составов магматических пород и некоторых других особенностей распределения составов.

Что касается объяснения резкой устойчивой неоднородности в распределении составов магматических пород, то именно исследование дискретного ряда породообразующих котектик представляется наиболее обещающим. Анализ интенсивных физико-химических параметров магмообразования (температуры, давления, режима летучих) с этой точки зрения, очевидно, менее перспективен, так как не известно никаких признаков устойчивой прерывности или устойчивой периодической зависимости этих параметров от состава магм.

Для базальтоидной, кислой и щелочносалической породных групп следует показать, что каждая из них опирается на одну из наиболее распространенных низкоплавких котектик или на «куст» близких по составу низкоплавких котектик.

Еще И. Фогт (Vogt, 1908) отметил, что наиболее распространенные группы пород — габброидные, гранитоидные и щелочносалические (последние рассматривались им под названием «сиениты») — являются анхиэвтектическими, т. е. состав каждой из них приблизительно сводится к двум или трем минералам, дающим эвтектоидную смесь.

Составы габброидных пород, по мнению И. Фогта, располагаются *близ «эвтектики» между плагиоклазом, с одной стороны, и железо-магниевыми* и кальций-железо-магниевыми силикатами — с другой. «Сие-

ниты» соответствуют калишпат-плагиоклазовой «эвтектике», а граниты — плагиоклаз-калишпат-кварцевой.

И. Фогт считал, что «эвтектические линии между преобладающими минералами имеют фундаментальное значение для сонахождения распространенных изверженных пород». Он отмечал, что анхимономинеральные изверженные породы, т. е. сильно уклоняющиеся от эвтектоидных составов, мало распространены.

Формирование магм должно опираться на сравнительно легкоплавкие котектики природных минералов. Значительные массы выплавок появятся, если минералы, составляющие сравнительно легкоплавкую котектику, присутствуют в исходной породе в качестве породообразующих, а не акцессорных.

Поскольку из породообразующих расплавов при кристаллизации низкоплавкой котектики всегда удаляется не одна группа компонентов (более фемическая или более салическая), а обе одновременно, то изменение составов расплава в фемическо-салическом направлении идет в это время значительно слабее, чем на этапе кристаллизации избыточных над этой котектикой фаз. В эвтектиках изменения состава расплава не происходит. При кристаллизации низкоплавкой котектики снижены потенциальные возможности кристаллизационной дифференциации валовых составов магм (как смесей жидкость — кристаллы) в том же фемическо-салическом направлении. Все это сохраняет силу и при обратном процессе — прогрессивном котектическом плавлении природных смесей минералов. Эти обстоятельства принимаются во внимание многими петрологами. Именно в этом смысле мы будем говорить ниже об устойчивости состава низкоплавких котектик в заданных условиях или, короче, о котектической устойчивости состава.

Степень соответствия природной или экспериментальной магмы низкоплавкой котектике можно оценить величиной отношения температурного интервала, на котором кристаллизуется низкоплавкая котектика, ко всему температурному интервалу кристаллизации этой магмы от ликвидуса до солидуса.

Для порфировых пород (при отсутствии температурных данных) о степени соответствия магмы низкоплавкой котектике можно судить по относительному объему вкрапленников избыточных фаз, выпавших до начала кристаллизации низкоплавкой котектики (плагиоклаз-клинопироксеновой, кварц- полевошпатовой и др.).

Ниже остановимся на условиях эвтектоидного формирования магм каждой породной группы.

### *Котектическая основа формирования магм базальтоидной группы*

А. Н. Заварицким (1950) и другими авторами обращалось внимание на то, что по петрохимическому составу не только габброиды, но и неполнокристаллические базальтоиды в основном соответствуют анхиэвтектическим (близким к эвтектическим) смесям пироксена и плагиоклаза. На основе упрощенной эвтектоидной системы диопсид — плагиоклаз (гаплобазальтовой), как известно, моделировалась кристаллизация базальтоидов (Bowen, 1915).

Соответствие минералогических составов базальтоидных пород и базанитоидов сравнительно легкоплавким котектикам породообразующих минералов (котектическим моновариантным линиям и эвтектическим точкам) часто отмечается при обсуждении данных экспериментального изучения упрощенных систем (Бейли, Шерер, 1970; Петров, 1969б; Gupta, 1972).

Для магм базальтового состава возможность эвтектоидного выплавления из глубинных субстратов теперь принимается всеми петро-

логами. Многие допускают самостоятельное выплавление также и лейкобазальтоидных магм.

Давно известно, что массовая кристаллизация, а также плавление базальтоидов при атмосферном давлении опираются на котектику клинопироксена и плагиоклаза. В результате изучения базальтоидных силикатных систем при высоких давлениях в последнее десятилетие доказано, что на глубине вместо клинопироксен-плагиоклазовой котектики существует низкоплавкая для тех условий котектика клинопироксен — гранат, а при некоторых составах пород — также и низкоплавкая котектика клинопироксен — шпинель.

Были проведены массовые точные опыты по плавлению и кристаллизации базальтоидных пород разного состава при атмосферном давлении, позволившие сделать статистические оценки температур и последовательностей кристаллизации в зависимости от состава расплавов.

На рис. 17—22 по литературным данным (Йодер, Тилли, 1965; Tilley, Yoder, Schairer, 1963, 1964, 1965, 1967; Brown, Schairer, 1967; Thompson, Tilley, 1969; Tilley, Thompson, 1970; Tilley, Thompson, Wadsworth, Upton, 1971; Thompson, Flower, 1971; Fudaly, 1972; Gandy, 1973) представлены статистические распределения температурных показателей кристаллизации различных базальтоидов. В класс меланобазальтоидов здесь условно объединены пикриты, пикритовые базальты и высокомагнезиальные оливиновые базальты с содержанием MgO 10 вес. % и больше. В класс лейкобазальтоидов включены породы андезито-базальтового и андезитового составов, а также дациты из существенно андезитовых тел. К щелочным меланобазальтоидам отнесены анкарамиты и различные базанитоиды. К щелочным базальтам — трахибазальты, гавайиты, тристаниты, а к щелочным лейкобазальтоидам — муджиериты и бенмореиты.

На рис. 17 можно видеть, что ближе всего отвечают плагиоклаз-пироксеновой котектике толеитовые базальты. В значительной части их (13 из 28, или 27—66% случаев) при понижении температуры расплава плагиоклаз и клинопироксен начинают кристаллизоваться одновремен-

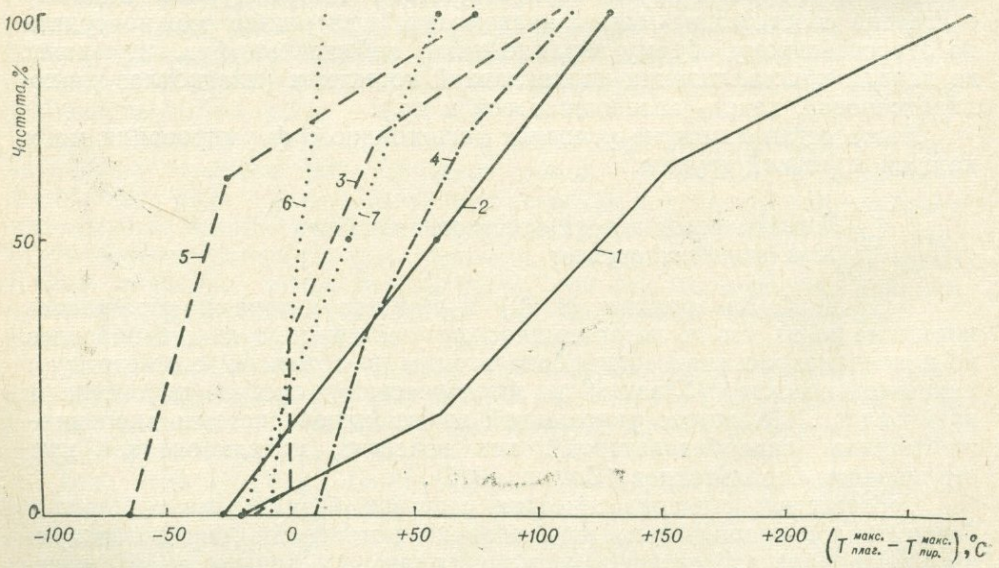



*Рис. 17.* Кумуляты величин разности между максимальными температурами кристаллизации плагиоклаза и клинопироксена в базальтоидах (по данным К. Тилли, Дж. Шерера и др.).

Базальтоиды толеитовых и известково-щелочных серий: *1* — меланобазальтоиды (20 обр.); *2* — толеитовые базальты (28 обр.); *3* — высокоглиноземистые базальты (22 обр.); *4* — лейкобазальтоиды 12 обр.). Базальтоиды щелочных серий: *5* — щелочные меланобазальтоиды (5 обр.); *6* — щелочные базальты (12 обр.); *7* — щелочные лейкобазальтоиды (4 обр.).

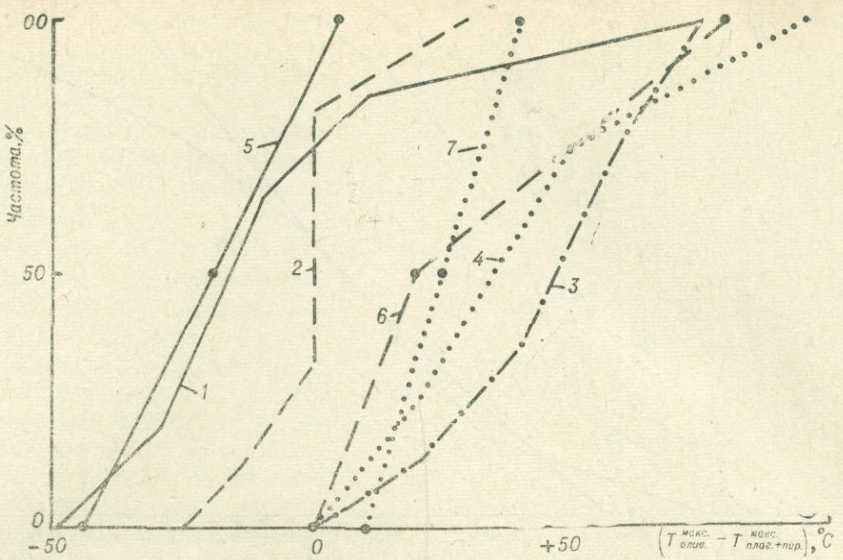



*Рис. 18.* Кумуляты величин разности между максимальными температурами кристаллизации оливина и начала кристаллизации пироксен-плагиоклазовой котектики в базальтоидах (по данным К. Тилли, Дж. Шерера и др.). Усл. об. те же, что и на рис. 17.

*1* — 20 обр.; *2* — 20 обр.; *3* — 20 обр.; *4* — 2 обр.; *5* — 5 обр.; *6* — 8 обр.; *7* — 4 обр.

но, а в остальных случаях эти минералы кристаллизуются с небольшим (до 25—30°С) опережением относительно друг друга.

Остальные базальты, а также лейкобазальтоиды содержат, как правило, сверхкотектический избыток плагиоклаза, но не пироксена; плагиоклаз в них почти всегда кристаллизуется раньше пироксена.

Кристаллизация плагиоклаза начинается гораздо раньше кристаллизации клинопироксена в высокоглиноземистых базальтах, чем в щелочных (значимо, по критерию Вилкоксона).

В толеитовых и щелочных меланобазальтоидах сверхкотектический клинопироксен имеется чаще, чем плагиоклаз.

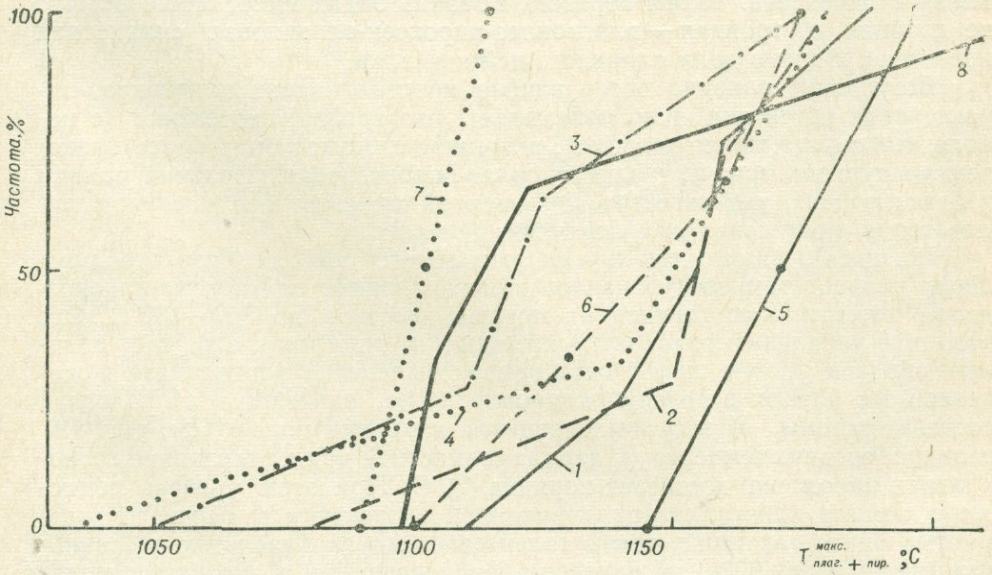



*Рис. 19.* Кумуляты максимальных температур котектической кристаллизации плагиоклаза и пироксена в базальтоидах (по данным К. Тилли, Дж. Шерера и др.) и максимальных температур лав на современных вулканах (по данным У. Ли и С. Кларка).

Усл. об. и кол-во образцов те же, что и на рис. 17; *8* — максимальные температуры базальтовых лав на современных вулканах (12 зам.).

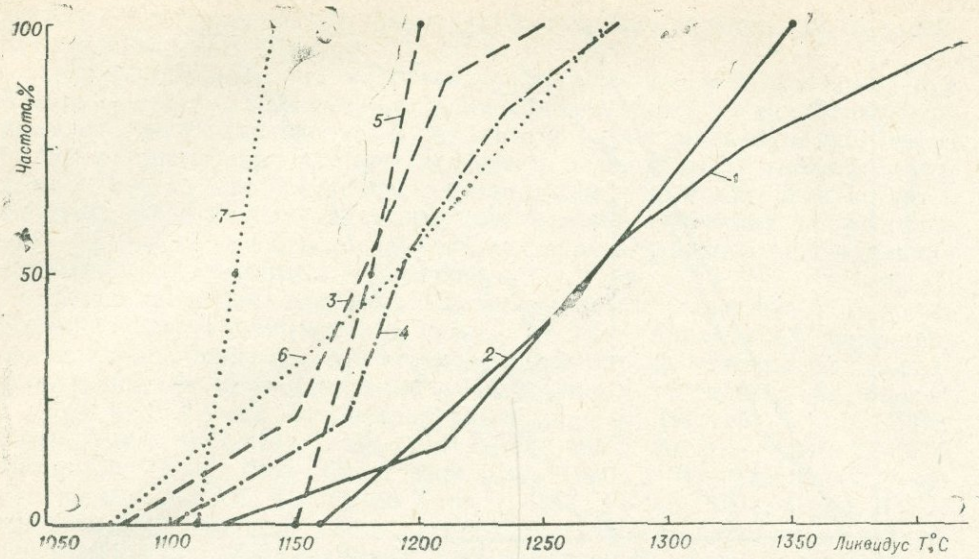



*Рис. 20.* Кумуляты температур силикатного ликвидуса для базальтоидов (по данным К. Тилли, Дж. Шерера и др.).

Меланобазальтоиды: *1* — толеитовые (24 обр.); *2* — щелочные (9 обр.). Базальты: *3* — толеитовые (28 обр.); *4* — высокоглиноземистые (24 обр.); *5* — щелочные (12 обр.). Лейкобазальтоиды: *6* — толентовых и известково-щелочных серий (13 обр.); *7* — щелочные (4 обр.).

Опережение пироксеном или плагиоклазом начала их совместной кристаллизации достигает по абсолютной величине в меланобазальтоидах 50—75°С, в лейкобазальтоидах — 95, но большей частью не выходит за пределы 50°С. Из данных рис. 18 следует, что на интервале котектической кристаллизации плагиоклаза и пироксена к этим минералам присоединяется чаще всего оливин (исключая нещелочные лейкобазальтоиды). В меланобазальтоидах и высокоглиноземистых базальтах оливин появляется в основном до, а в остальных базальтоидах — и до, и во время, и после начала совместной кристаллизации плагиоклаза и пироксена. Таким образом, в базальтоидах имеет место обычно не двойная, а тройная — плагиоклаз-пироксен-оливиновая силикатная котектика. Однако доля оливина в ней невелика.

Вступление оливина после начала кристаллизации плагиоклаз-пироксеновой котектики ясно показывает, что тройная котектика (с небольшим содержанием оливина), в принципе, может быть более низкотемпературной, чем чистая плагиоклаз-пироксеновая. Поздний оливин в базальтоидах, как известно, повышенной железистости и служит показателем повышения железистости расплава.

Из рис. 19 видно, что внутри выделенных классов базальтоидных пород разница температур начала кристаллизации плагиоклаз-пироксеновой котектики составляет от первых десятков до 100—130°С. Это различие начальных температур котектик, по-видимому, отражает главным образом уровни щелочности ранних выделений плагиоклаза и железистости ранних веделений клинопироксена, зависящие от валового состава системы. Между выделенными классами пород (см. рис. 19) разница средних температур начала совместной кристаллизации плагиоклаза и пироксена достигает порядка 70°С. При этом уровень температур начала кристаллизации указанной котектики в высокоглиноземистых базальтах ниже, чем в толеитовых меланобазальтах и базальтах (надежность 99%, по критерию Вилкоксона) и в щелочных меланобазальтоидах и базальтах (надежность 95%). Однако он достоверно не отличается от уровней максимальных температур кристаллизации плагиоклаз-пироксеновой котектики в обычных и щелочных лейкоба-

зальтоидах; интересно, что этот уровень в обычных лейкобазальтоидах может оказаться выше, чем в высокоглиноземистых базальтах (величина статистики Вилкоксона $W=161$ при $W_{05}\leqslant \leqslant 155$).

На рис. 20 сведены кумуляты температур силикатного ликвидуса. Рисунок наглядно иллюстрирует высокий силикатный ликвидус меланобазальтоидов, контролируемый почти исключительно оливином. В толеитовых и щелочных меланобазальтоидах средние уровни силикатного ликвидуса не различаются. По отношению к ликвидусу меланобазальтоидов сильно понижены температуры силикатного ликвидуса базальтов. Ликвидус контролируется в нещелочных базальтах в основном оливином, а в щелочных — плагиоклазом (см. рис. 21, 22).

В обычных лейкобазальтоидах силикатный ликвидус контролируется в основном плагиоклазом и иногда оливином, а в щелочных — плагиоклазом и клинопироксеном. При этом в щелочных лейкобазальтоидах ликвидус достоверно ниже, чем в соответствующих (щелочных) базальтах. В обычных же лейкобазальтоидах он не отличается от ликвидуса высокоглиноземистых и толеитовых базальтов. Так же нет значимого различия между уровнями температур силикатного ликвидуса толеитовых, высокоглиноземистых и щелочных базальтов.

Температуры начала плавления толеитовых и щелочных меланобазальтоидов, толеитовых и щелочных базальтов, андезитов в сухих условиях при атмосферном давлении лежат в сравнительно узком интервале — примерно от 1050 до 1085°С.

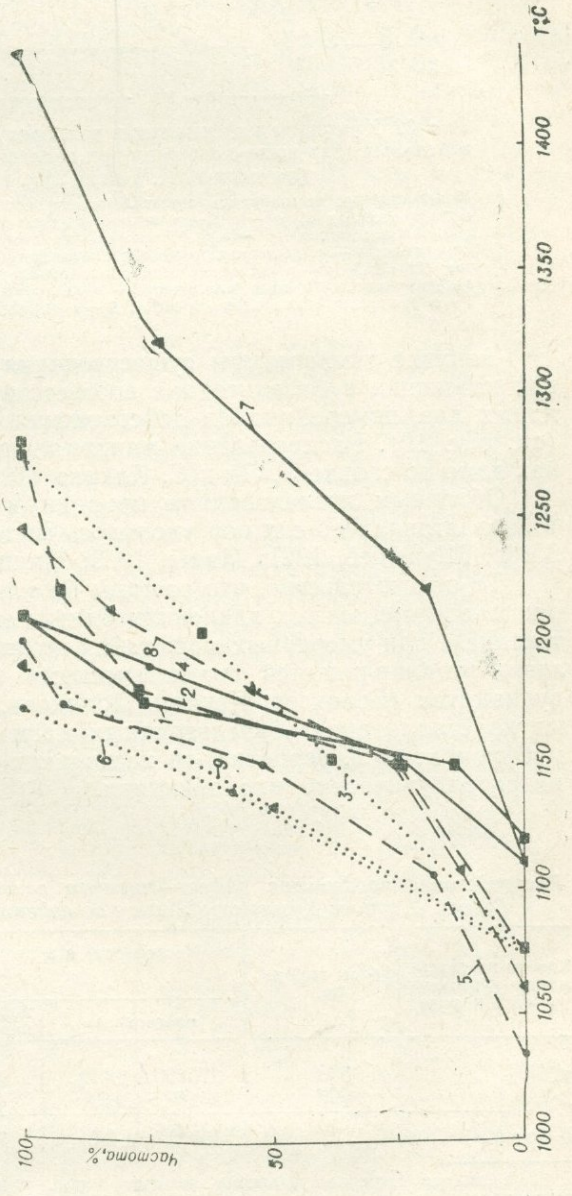



*Рис. 21.* Кумуляты максимальных температур кристаллизации минералов в базальтоидах толеитового и известково-щелочного рядов при давлении, близком к атмосферному (по данным К. Тилли, Дж. Шерера и др.).

Максимальные температуры кристаллизации плагиоклаза: *1* — в меланобазальтоидах (21 обр.); *2* — в базальтах (52 обр.); *3* — в лейкобазальтоидах (13 обр.). Максимальные температуры кристаллизации клинопироксена: *4* — в меланобазальтоидах (20 обр.); *5* — в базальтах (50 обр.); *6* — в лейкобазальтоидах (7 обр.). Максимальные температуры кристаллизации оливина: *7* — в меланобазальтоидах (21 обр.); *8* — в базальтах (46 обр.); *9* — в лейкобазальтоидах (5 обр.).

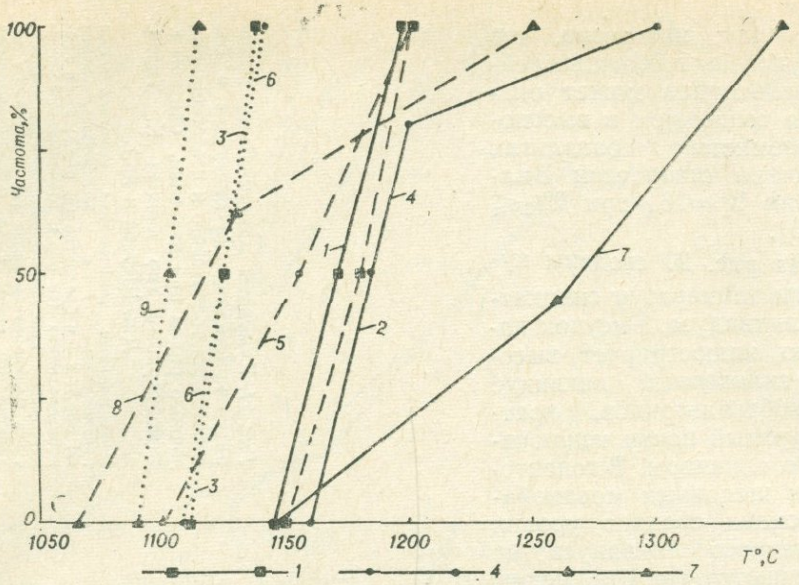



*Рис. 22.* Кумуляты максимальных температур кристаллизации минералов *в базальтоидах щелочного ряда при давлении, близком к атмосферному* (по данным К. Тилли, Дж. Шерера и др.).

Максимальные температуры кристаллизации плагиоклаза: *1* — в щелочных меланобазальтоидах (5 обр.); *2* — в щелочных базальтах (12 обр.); *3* — в щелочных лейкобазальтоидах (4 обр.). Максимальные температуры кристаллизации клинопироксена: *4* — в щелочных меланобазальтоидах (9 обр.); *5* — в щелочных базальтах (12 обр.); *6* — в щелочных лейкобазальтоидах (4 обр.). Максимальные температуры кристаллизации оливина: *7* — в щелочных меланобазальтоидах (9 обр.); *8* — в щелочных базальтах (8 обр.); *9* — в щелочных лейкобазальтоидах (4 обр.).

Верхние температуры существования сухой плагиоклаз-пироксеновой котектики в базальтоидах соответствуют температурам базальтоидных лав, измеренных на действующих вулканах, или превосходят их (см. рис. 19). Распределение максимальных температур лав на вулканах дано по сводке У. Ли и С. Кларка (1969).

Обзорным исследованиям природных котектических соотношений в базальтоидах до сих пор уделялось мало внимания (Штейнберг, 1969; Shido, Miyashiro, 1971; Maale, 1973; Thompson, 1973).

То обстоятельство, что составы базальтовых и лейкобазальтоидных расплавов при малых давлениях близки к плагиоклаз-пироксеновой котектике и при умеренных масштабах кристаллизации опираются на нее, легко устанавливается статистическими подсчетами вкрапленников в вулканитах (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969), которые иллюстрируют кристаллизацию базальтоидных магм при давлении не только атмосферном, но и, вероятно, до нескольких килобар, когда формируются интрателлурические вкрапленники.

Таблица 41

*Распределение порфиритов рифея — нижнего палеозоя из Горного Алтая, Салаира, Горной Шории и Кузнецкого Алатау по содержанию и составу вкрапленников*

| Классы по содержанию вкрапленников в породе | Объем выборки | Численность и доля (95%-ный доверит. инт., %) пород с вкрапленниками | | |
|---|---|---|---|---|
| | | плагиоклаза | плагиоклаза и клинопироксена совместно | клинопироксена |
| ⩽10% | 538 | 270(50,2±4,2) | 220(40,9±4,1) | 48(8,9±2,4 ) |
| >10% | 607 | 94(15,5±2,9) | 496(81,7±3,2) | 17(2,8±0,67) |
| Всего | 1225* | 400(32,6±2,6) | 745(60,8±2,7) | 70(5,7±0,67) |

* Сводная выборка увеличена за счет пород, в которых содержание вкрапленников не оценивалось.

Из табл. 41, составленной на основании выборок порфиритов из изученных нами вулканических комплексов, видно, что уже при малом количестве вкрапленников (до 10%) около 40% базальтоидных расплавов достигают состояния плагиоклаз-пироксеновой котектики, а затем уже подавляющее большинство их становится котектическими. Из таблицы видно также, что первоначальный избыток над котектикой в базальтоидах этих ассоциаций примерно в 5 раз чаще принадлежит плагиоклазу, чем клинопироксену.

Из табл. 42, составленной по выборкам химически анализированных порфиритов, следует, что большинство лав как базальтового, так и андезито-базальт-андезитового состава недалеки от плагиоклаз-пироксеновой котектики в смысле необходимых для ее достижения размеров кристаллизации. Доли котектических порфиритов в том и другом классах значимо не различаются. Таким образом, лейкобазальтоиды рассмотренных геосинклинальных ассоциаций не меньше, чем базальты, близки к низкоплавкой плагиоклаз-пироксеновой котектике.

На рис. 23 показано распределение содержаний вкрапленников в лавах (с небольшой примесью субвулканитов) базальтоидной группы из изучавшихся нами вулканических ассоциаций рифея и нижнего палеозоя. Видно, что в ассоциациях с повышенным развитием вкрапленников (нижняя часть серии рифея — венда и толщи нижнего палеозоя) порфировость в базальтах и в более лейкократовых базальтоидах практически одинакова. В вулканических комплексах с общим пониженным развитием вкрапленников (верхняя часть серии рифея — венда) намечается слегка повышенная порфировость лейкобазальтоидов, не достигающая, однако, 95%-ного доверительного уровня (для проверки использован тест медианы). Эти данные говорят в пользу того, что лейкобазальтоидные геосинклинальные вулканические магмы области были к началу кристаллизации вкрапленников в общем не более низкотемпературными, чем базальтовые.

Из экспериментальных и технологических данных по плавлению петургических материалов базальтоидного состава при атмосферном давлении известно, что температуры ликвидуса их понижаются с повышением содержания Fe и щелочей (Рашин, 1963; Пирогов, Пирогова, 1969; упомянутые работы Дж. Шерера, К. Тилли, Р. Томпсона и др.).

Аналогичное влияние щелочей сохраняется при высоких давлениях. Так, при 27 кбар силикатный ликвидус сухого щелочного базальта (около 1440°С; Д. Грин, Рингвуд, 1968) ниже, чем в толеитовых базальтах (выше 1470°С; Д. Грин, Рингвуд, 1968; Cohen, Ito, Kennedy,

Таблица 42

*Распределение химически анализированных порфиритов рифея — кембрия из Горного Алтая, Салаира, Горной Шории и Кузнецкого Алатау по содержанию и составу вкрапленников*

| Классы по содержанию вкрапленников в породе | Численность выборок | Численность и доля (95%-ный доверит. инт. %) пород с вкрапленниками | | |
|---|---|---|---|---|
| | | плагиоклаза | плагиоклаза и клинопироксена совместно | клинопироксена |
| ⩽10% | 95 | 47(38,3—59,0) | 44(35,4—56,9) | 4(1,2—10,7) |
| | 39 | 25(47,2—78,8) | 14(21,2—52,8) | 0(0—8,6) |
| > 10% | 112 | 15( 7,8—21,2) | 85(66,7—83,2) | 12(5,7—18,0) |
| | 89 | 13( 8,0—24,1) | 76(75,9—92,0) | 0(0—4,1) |
| Всего | 207 | 62(26,1—38,5) | 129(52,9—65,9) | 16(6,1—16,5) |
| | 128 | 38(21,7—38,0) | 90(62,0—78,3) | 0(0—3,3) |

Примечание. В каждой клетке верхняя строка — порфириты базальтового состава, нижняя — порфириты андезито-базальтового и андезитового составов.

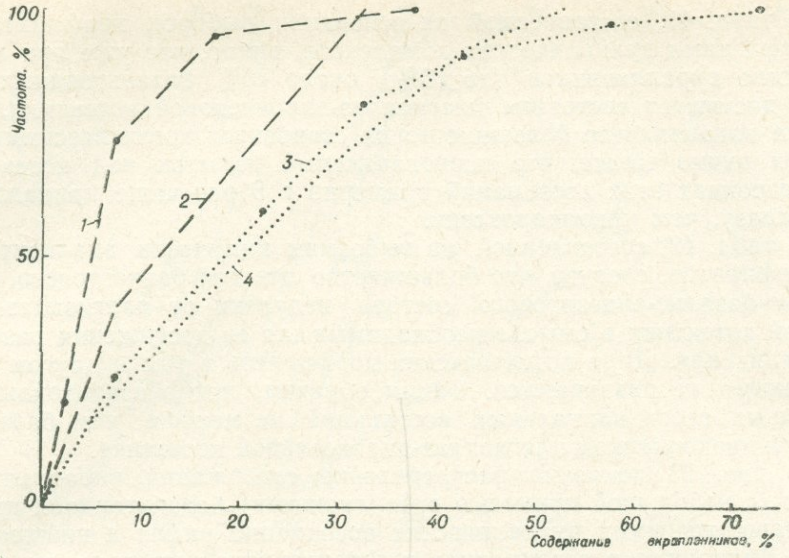



*Рис. 23.* Кумуляты содержаний вкрапленников в химически анализированных вулканитах базальтоидной группы из рифея и нижнего палеозоя Алтая, Салаира, Горной Шории и Кузнецкого Алатау.

Вулканиты из ассоциации верхней части серии рифея — венда: *1* — базальты ($b' > 20$; 72 обр.); *2* — андезито-базальты и андезиты ($b' \leqslant 20$; 20 обр.). Вулканиты из ассоциаций нижней части серии рифея — венда и толщ нижнего палеозоя: *3* — базальты (141 обр.), *4* — андезито-базальты и андезиты (104 обр.).

1967; Ito, Kennedy, 1968). Прибавление железа (увеличение отношения $\Sigma Fe/Mg$) в системах базальтоидного и ультраосновного составов также улучшает их плавкость при высоких давлениях. Так, смесь природных (железосодержащих) клинопироксена и граната их эклогитов при 30 кбар дает сухую котектику с точкой плавления примерно на 100°С ниже, чем в системе диопсид — пироп (O'Hara, 1963b). Смесь природных (железосодержащих) клинопироксена (25%), оливина (25%) и граната (50%) из гранатового лерцолита при том же давлении начинает плавиться при 1400—1425°С, а смесь синтетических диопсида, форстерита и пиропа, взятых в той же пропорции,— при температуре между 1500 и 1600°С (O'Hara, 1963b).

Добавление магния в смеси базальтоидного состава при атмосферном давлении обычно сильно увеличивает их тугоплавкость, только в случае избытка плагиоклаза небольшое добавление MgO несколько понижает ликвидус. При повышенных давлениях обогащение магнием быстро повышает тугоплавкость базальтоидных и ультрабазитовых пород.

Приведенные данные позволяют вынести некоторые петрогенетические суждения о магмах разных классов базальтоидов применительно к сухим условиям и малым давлениям.

1. Магмы почти всех природных базальтоидов при охлаждении достигают еще вдалеке от солидуса (т. е. при содержании в системе расплава в десятки процентов) состояния плагиоклаз-клинопироксеновой котектики (с оливином и ортопироксеном или без них).

2. Наиболее сильно отклоняются от плагиоклаз-пироксеновой котектики меланобазальтоидные магмы с высокотемпературным избыточным оливином. Поскольку эти магмы на ликвидусе должны иметь слишком высокие температуры, никогда не наблюдавшиеся в лавах, они могут существовать, вероятнее всего, как смеси кристаллов оливина с расплавом, соответствующим или близким по составу плагиоклаз-пироксеновой котектике. Предположение о ювенильно богатом нормативным оливином расплаве, по-видимому, труднее приложимо к нещелочным меланобазальтам, чем к щелочным (где для полного расплав-

ления оливина требуются несколько меньшие температуры). Меланобазальтоидные магмы на этапе выделения избыточного оливина, очевидно, наиболее склонны к кристаллизационной дифференциации в салическо-фемическом направлении и сами легко могут быть продуктом фракционирования менее богатых нормативным оливином магм.

3. В магмах базальтового и лейкобазальтоидного составов в силу их котектической устойчивости возможности кристаллизационной дифференциации в салическо-фемическом направлении существенно понижены.

4. В наибольшей степени плагиоклаз-пироксеновой котектике соответствуют наиболее распространенные земные вулканические породы — толеитовые базальты. Следовательно, ювенильные магмы состава толеитовых базальтов лучше, чем другие, сохраняют котектическую устойчивость состава в приповерхностной зоне коры.

5. Плагиоклаз или клинопироксен, избыточный над котектикой этих двух минералов, во всех классах базальтов и лейкобазальтоидов обычно целиком плавится уже при небольшом надкотектическом перегреве — в пределах 50°С. Поэтому имеющийся избыток того или другого из указанных минералов легко объясняется тем, что избыточными компонентами был обогащен глубинный расплав. Объяснение избытка плагиоклаза или пироксена (в том числе плагиоклаза в высокоглиноземистых базальтах и лейкобазальтоидах) аккумуляцией кристаллов далеко не обязательно. Для изученных нами Алтае-Саянских геосинклинальных базальтов и лейкобазальтоидов, составы которых в условиях кристаллизации вкрапленников оказываются близки к низкоплавкой плагиоклаз-пироксеновой котектике, и для аналогичных базальтов и лейкобазальтоидов вполне могут предполагаться поднимающиеся в кору глубинные расплавы соответствующего состава.

6. В ряду щелочные меланобазальтоиды — щелочные базальты — щелочные лейкобазальтоиды происходит статистическое понижение силикатного ликвидуса. С этой точки зрения допустимо предположить, что щелочная магма каждого более лейкократового класса в этом ряду может быть более низкотемпературным остатком магмы соседнего более меланократового состава. Однако в щелочных базальтах обнаруживается сверхкотектический избыток плагиоклаза и в то же время дефицит оливина, неожиданные с точки зрения фракционной кристаллизации щелочных меланобазальтоидов. Лишь при переходе от щелочных базальтов к щелочным лейкобазальтоидам мы не встречаем видимых противоречий гипотезе фракционной кристаллизации со стороны температурных соотношений и фазовых соотношений минералов.

7. Соотношение температур силикатного ликвидуса, на первый взгляд, допускает предположение о том, что расплавы толеитовых базальтов могут быть непосредственным продуктом фракционной кристаллизации нещелочных меланобазальтоидов. Однако температуры массовой котектики в толеитовых базальтах (плагиоклаз+пироксен± ±оливин) практически те же, что и в нещелочных меланобазальтоидах. Это обстоятельство вместе с отмеченными в пункте 2 говорит в пользу того, что в вулканических магмах при малых давлениях фракционная кристаллизация идет в основном с образованием меланобазальтоидов за счет более бедных оливином базальтов, а не наоборот. Подобной точки зрения придерживаются многие исследователи толеитовых и щелочных базальтоидных вулканических ассоциаций Гавайской и других провинций, учитывающие особенности петрографического состава и геологического положения базальтоидов пикритового уклона.

8. Температурные данные и оценки относительных объемов вкрапленников не дают оснований считать расплавы нещелочных лейкобазальтоидов легкоплавкой фракцией и прямым дифференциатом толеитовых или высокоглиноземистых базальтовых магм при низком давлении, так как температуры силикатного ликвидуса этих лейкобазальтои-

дов не ниже, чем в указанных базальтах. Уровень температур начала кристаллизации плагиоклаз-пироксеновой котектики в нещелочных лейкобазальтоидах примерно таков же, как в толеитовых базальтах, и несколько выше, чем в высокоглиноземистых. При этом связанное с избытком плагиоклаза превышение температуры полного расплавления этого минерала над котектикой в лейкобазальтоидах в среднем такое же, как в высокоглиноземистых базальтах. При выделении избыточного плагиоклаза из расплава высокоглиноземистых и других базальтов и лейкобазальтоидов обычная тенденция к изменению состава расплава в салическом (андезитовом) направлении может смениться на фемическую.

9. Кристаллизация в малых или умеренных размерах вулканических базальтоидных безоливиновых магм способствует при малых давлениях изменению состава расплавов, скорее, в базальтовом, чем в лейкобазальтоидном направлении.

10. Данные по экспериментальной кристаллизации расплавов природных базальтоидов и по вкрапленникам в лавах позволяют считать, что в обычном и щелочном рядах базальтоидных магм, достигающих верхних горизонтов и поверхности коры, могут сложным образом переплетаться фракционные отношения расплавов с автономными (аддитивными). Можно считать, что между наиболее распространенными (толеитовыми, высокоглиноземистыми) базальтами и лейкобазальтоидами более приемлемы отношения аддитивности — совместный или параллельный приход со значительных глубин, чем дифференциационные, складывающиеся на малых глубинах. Выше в данной главе в пользу существенно самостоятельной природы лейкобазальтоидных магм были приведены доказательства малой эффективности фракционной кристаллизации геосинклинальных базальтоидных магм на примере изученных нами вулканических ассоциаций.

11. Эти же данные позволяют судить о потенциальных возможностях контаминации базальтоидных вулканических магм разными группами породообразующих компонентов (фемической, салической, щелочной) в коре при сравнительно малых давлениях. В условиях перегрева выше максимальной температуры плагиоклаз-пироксеновой котектики только меланобазальтоидные расплавы могут устойчиво поглощать компоненты плагиоклаза, которых недостает в них до норм низкоплавкой плагиоклаз-пироксеновой котектики. В толеитовых базальтах, наиболее близких к этой котектике, примерно в равной степени возможно небольшое поглощение как плагиоклазовых, так и фемических компонентов, а значительная часть толеитовых базальтов не должна избирательно поглощать те или другие.

Щелочные и высокоглиноземистые базальты и все лейкобазальтоиды при перегреве могут поглощать фемические компоненты, необходимые для достижения состава плагиоклаз-пироксеновой котектики. Без сверхкотектического перегрева существенное поглощение плагиоклазовых или фемических составляющих должно отсутствовать. Магмы с составами от базальтовых до лейкобазальтоидных при сравнительно малых давлениях в коре не должны (с точки зрения рассмотренных данных) контаминироваться компонентами анортита, в частности глиноземом.

Так как щелочи улучшают плавкость базальтоидных расплавов, последние должны стремиться к поглощению щелочей из окружающих пород.

Базальтоидные магмы должны также стремиться к такому обмену с боковыми породами, при котором повышается железо-магниевое отношение в расплаве.

Поскольку котектика плагиоклаз + пироксен + кварц в пересыщенных кремнеземом плагиобазальтоидах занимает при давлениях от 1 атм до 9 кбар (см. ниже) наиболее низкотемпературное положение в интервале частичного плавления базальтоидов, следует считать, что

базальтоидные расплавы в коре стремятся к поглощению кремнезема. К поглощению кремнезема и щелочей должны быть склонны и перегретые, и неперегретые базальтоидные магмы.

Эти выводы сделаны применительно к условиям небольших давлений и глубин и без учета эффектов, связанных с повышенной концентрацией воды.

Обратимся к условиям формирования низкоплавких базальтоидных котектик при *больших давлениях сначала в безводных системах.*

На рис. 24, по литературным данным (Йодер, Тилли, 1965; Бойд, МакГрегор, 1968; Д. Грин, Рингвуд, 1968а; Т. Грин, 1968, 1970; Т. Грин,

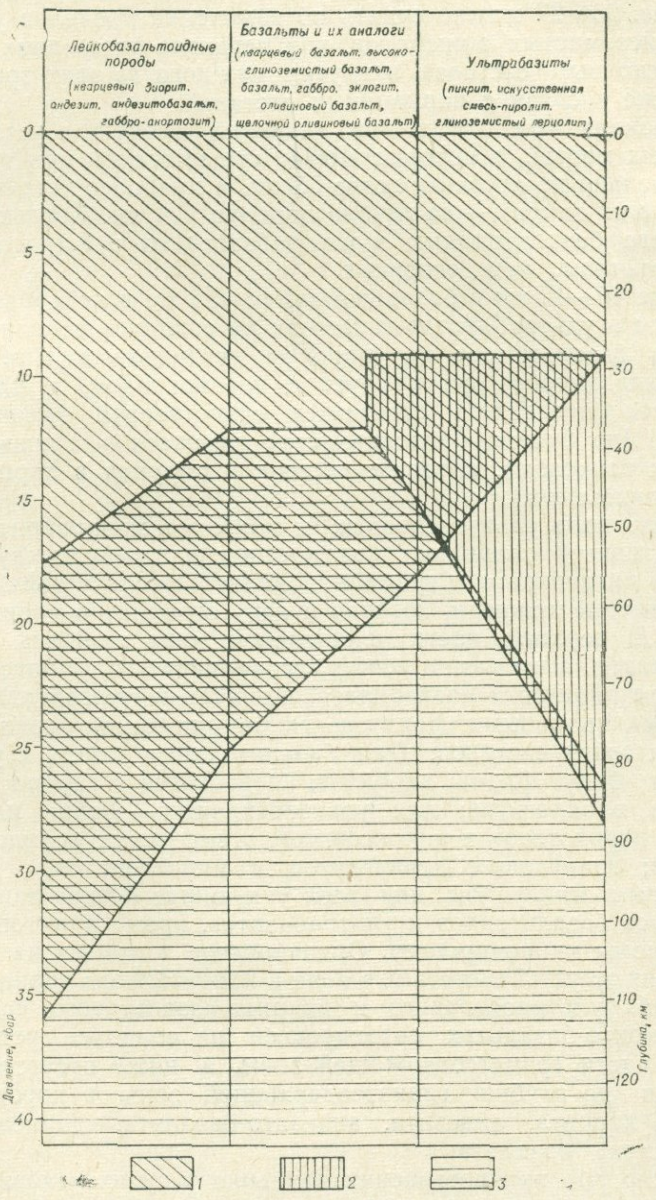



*Рис. 24.* Глубинные границы устойчивости высокоглиноземистых минералов для пород базальтоидного и ультрабазитового составов при температурах сухого солидуса или вблизи его (по литературным данным).

*1* — *зона устойчивости плагиоклазов*; *2* — *зона устойчивости высокоглиноземистой шпинели*; *3* — зона устойчивости граната.

Рингвуд, 1968; Рингвуд, Д. Грин, 1968; Геншафт, Салтыковский, 1971; Хитаров, Пугин, Слуцкий, Солдатов, Ревин, 1972; Tilley, Yoder, 1967; Shimada, 1967; Emslie, Lindsley, 1968; Kushiro, Syono, Akimoto, 1968; Lambert, Wyllie, 1969, 1970; D. Green, 1969; D. Green, Hibberson, 1970b; D. Green, Ringwood, 1970, 1972; Hill, Boettcher, 1970; Ito, Kennedy, 1970; Kornprobst, 1970; Kennedy, Ito, 1972), приближенно показаны глубинные границы устойчивости главных высокоглиноземистых минералов на сухом солидусе пород с составами от среднего до ультраосновного. При давлении в 27 кбар сухой солидус лейкобазальтоидов, по имеющимся данным, не поднимается выше 1350°С, в породах базальтового состава он не превышает 1450°С, а в пикритах — 1500°С.

По рис. 25—27 можно судить об изменении пределов устойчивости высокоглиноземистых минералов при переходе от средних к основным и ультраосновным составам и внутри каждого из этих трех подразделений (тоже в связи с вариациями состава).

Плагиоклаз при повышении давления наименеее устойчив в ультраосновных массах, в которых может существовать при температурах солидуса только до глубины около 55 км, и наиболее устойчив в лейкобазальтоидных массах — до глубин порядка 100 км. Кислые плагиоклазы в составе базальтоидных и ультрабазитовых субстратов, очевидно, более устойчивы, чем основные.

Глубже 40—45 км в базальтовых, 40—55 км в лейкобазальтоидных и 45—85 км в ультрабазитовых массах на солидусе появляется гранат, который в базальтоидах на широком интервале глубин (до первых десятков километров) ассоциирует с плагиоклазом, а ниже границы устойчивости последнего становится единственной высокоглиноземистой фазой (не считая разновидностей пироксенов с повышенным содержанием глинозема, а также дистена и корунда в породах с избыточным глиноземом).

На интервале ультраосновных и наиболее меланократовых (богатых нормативным оливином) базальтовых составов между зонами устойчивости плагиоклаза и граната появляется зона устойчивости высокоглиноземистой шпинели, которая сверху ограничена уровнем примерно 30 км. В верхней части шпинелевой зоны шпинель ассоциирует с плагиоклазом, а в нижней может ассоциировать с гранатом.

Зоны устойчивости плагиоклаза, шпинели и граната являются главнейшими минеральными фациями глубинных пород базальтоидного и ультрабазитового составов. Для базальтоидных пород с увеличением глубины это будут фации: диоритов, анортозитов и габбро; гранатовых гранулитов и эклогитов; для ультраосновных — фации плагиоклазсодержащих перидотитов и пироксенитов; шпинелевых перидотитов и пироксенитов; гранатовых перидотитов и пироксенитов.

Сквозным минералом для всех указанных фаций при температурах солидуса базальтоидов и ультрабазитов, кроме дунитов и гарцбургитов, является клинопироксен. Ортопироксен и оливин на сухом солидусе сохраняют устойчивость и в зоне с присутствием граната, но только в породах ультраосновного и пикрито-базальтового составов. При этом в пикрито-базальтах ортопироксен на солидусе устойчив лишь в верхней части гранатсодержащей зоны, а ниже отсутствует. Кварц сохраняется до глубин гранатсодержащей зоны в породах состава кварцевого диорита, андезита, андезито-базальта, кварцевого высокоглиноземистого базальта.

Известно, что при повышении давления в сухих условиях повышаются точки плавления первичных минералов изверженных пород, а также температуры солидуса и ликвидуса систем, моделирующих эти породы. Для форстерита температуры плавления возрастают линейно с повышением давления, а для энстатита, диопсида и альбита рост температуры плавления с ростом давления уменьшается (Boyd, 1964).

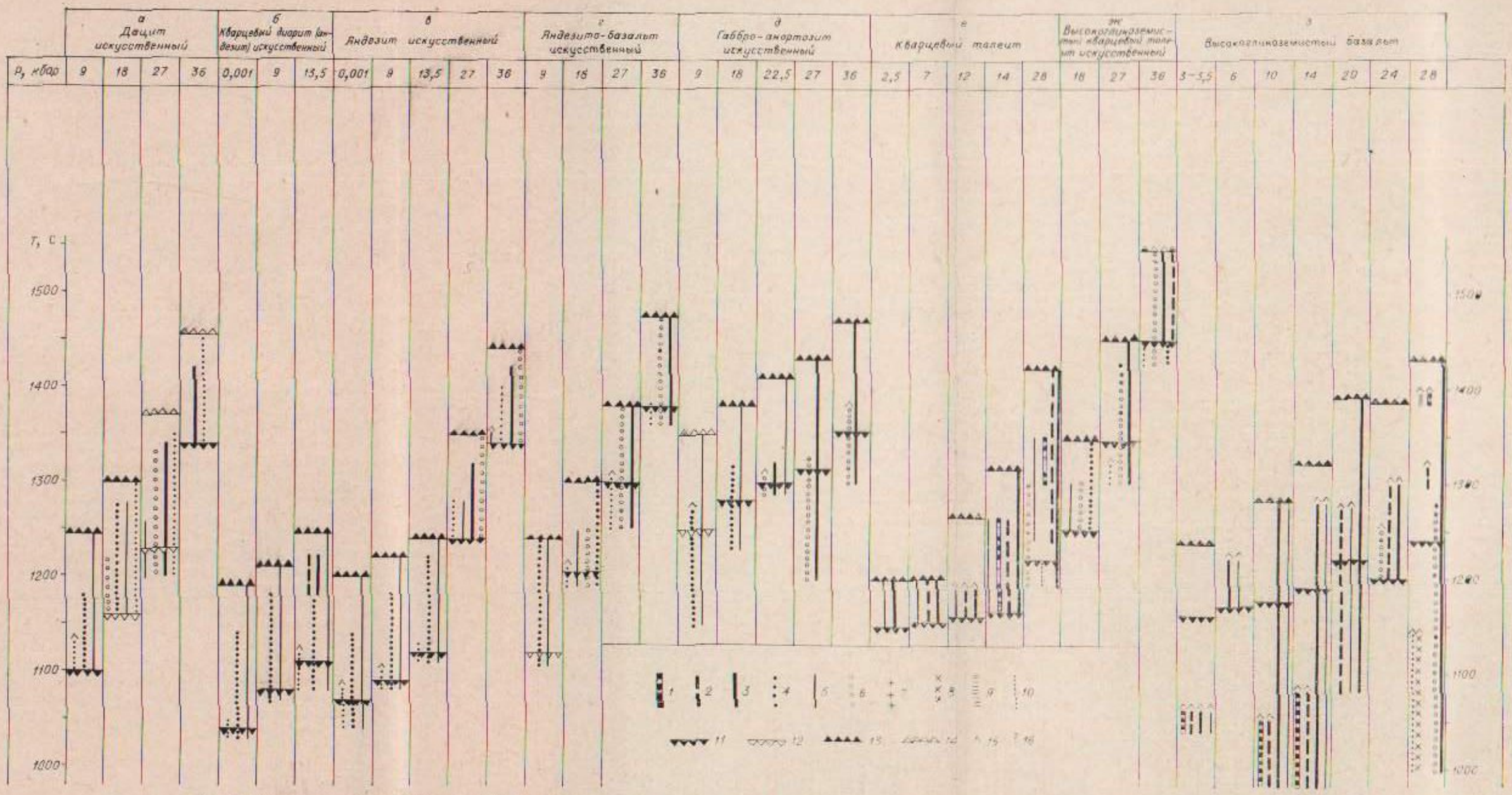
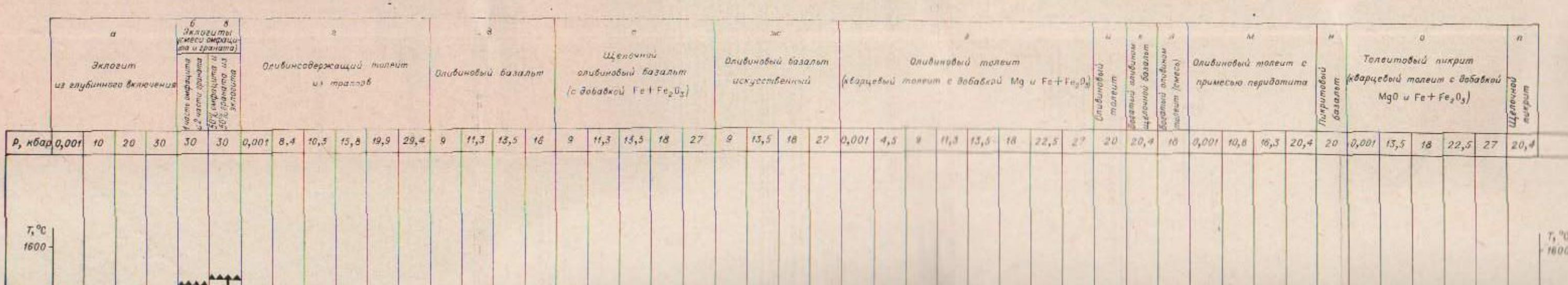



*Рис. 25.* **Пределы плавкости и фазовый состав на интервалах частичного плавления и субсолидуса для пород и смесей лейкобазальтоидного ряда в сухих условиях.**
Источники: *а, в, ж* — Т. Грин, Рингвуд (1968); *б, д* — Т. Грин (1968); *е* — Khitarov, Slutsky, Pugin (1970); *з* — Хитаров, Слуцкий, Пугин, Солдатов, (1971).

**Ус. об. к рис. 25—27:** *1* — оливин; *2* — ортопироксен; *3* — клинопироксен, *4* — пироксен без уточнения; *5* — плагиоклаз; *6* — гранат; *7* — шпинель; *8* — дистен; *9* — кордиерит; *10* — кварц; *11* — солидус; *12* — то же, ориентировочное положение; *13* — ликвидус; *14* — то же, ориентировочное положение; *15* — устойчивость фазы выше данного температурного уровня не проверена на опыте; *16* — неуверенная диагностика фазы на данном температурном уровне.



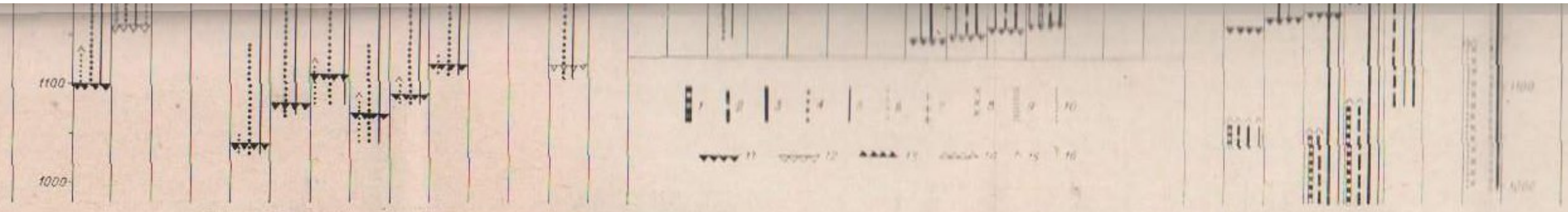


*Рис. 25.* **Пределы плавкости и фазовый состав на интервалах частичного плавления и субсолидуса для пород и смесей лейкобазальтоидного ряда в сухих условиях.**

Источники: *а, в, ж* — Т. Грин, Рингвуд (1968); *б, д* — Т. Грин (1968); *е* — Khitarov, Slutsky, Pugin (1970); *з* — Хитаров, Слуцкий, Пугин, Солдатов, (1971).

**Ус. об. к рис. 25—27:** *1* — оливин; *2* — ортопироксен; *3* — клинопироксен, *4* — пироксен без уточнения; *5* — плагиоклаз; *6* — гранат; *7* — шпинель; *8* — дистен; *9* — кордиерит; *10* — кварц; *11* — солидус; *12* — то же, ориентировочное положение; *13* — ликвидус; *14* — то же, ориентировочное положение; *15* — устойчивость фазы выше данного температурного уровня не проверена на опыте; *16* — неуверенная диагностика фазы на данном температурном уровне.

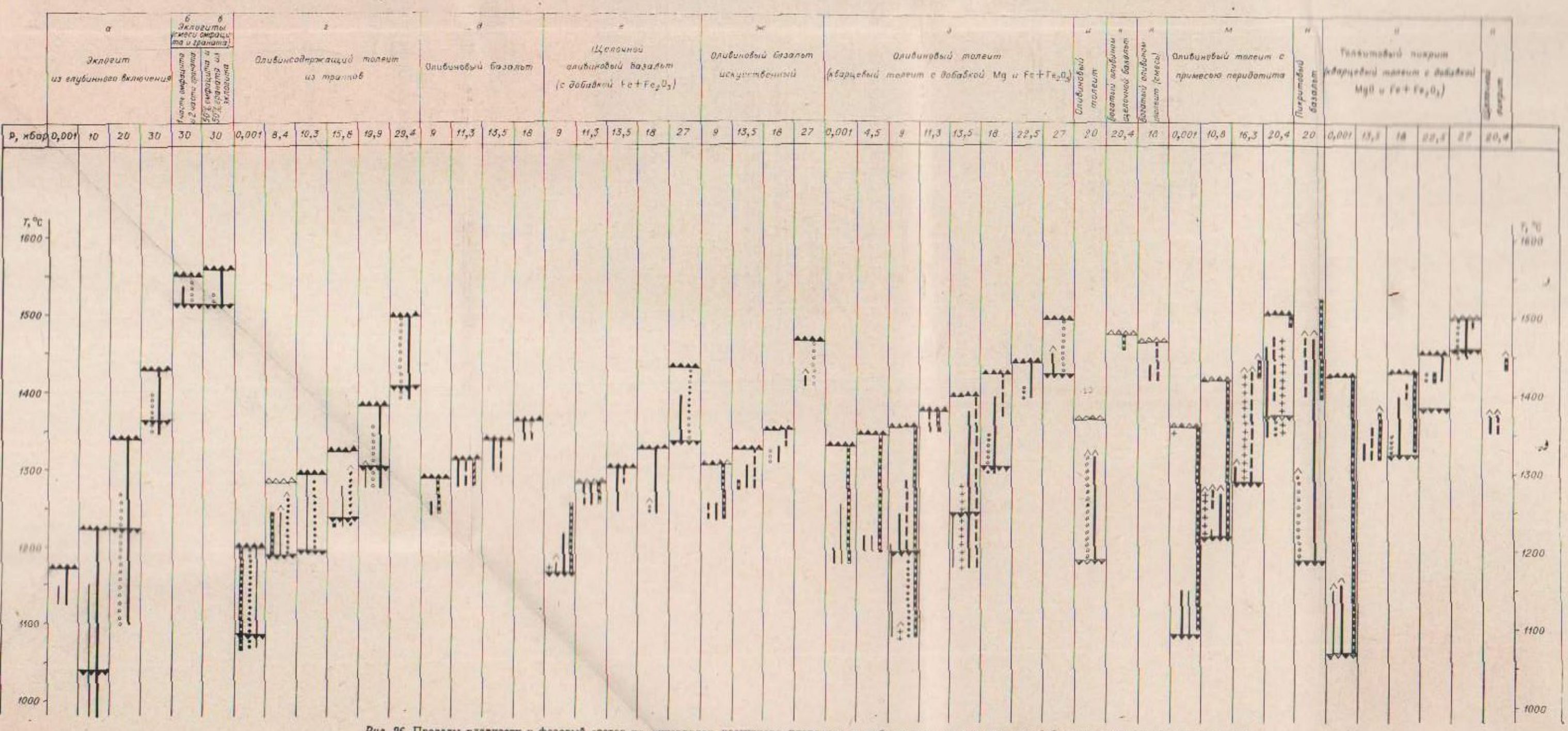



*Рис. 26.* **Пределы плавкости и фазовый состав на интервалах частичного плавления и субсолидуса для пород и смесей базальтового ряда в сухих условиях.**

Источники: *а* — Йодер, Тилли (1965); *б, в* — О'Нага (1963с); *г* — Cohen, Ito, Kennedy (1967); *д* — D. Green, Hibberson (1970а); *е, ж, з, с* — Д. Грин, Рингвуд (1963б); *и, к* — Tilley, Yoder (1964); *л* — D. Green (1970); *к, м, н* — Ito, Kennedy (1968).

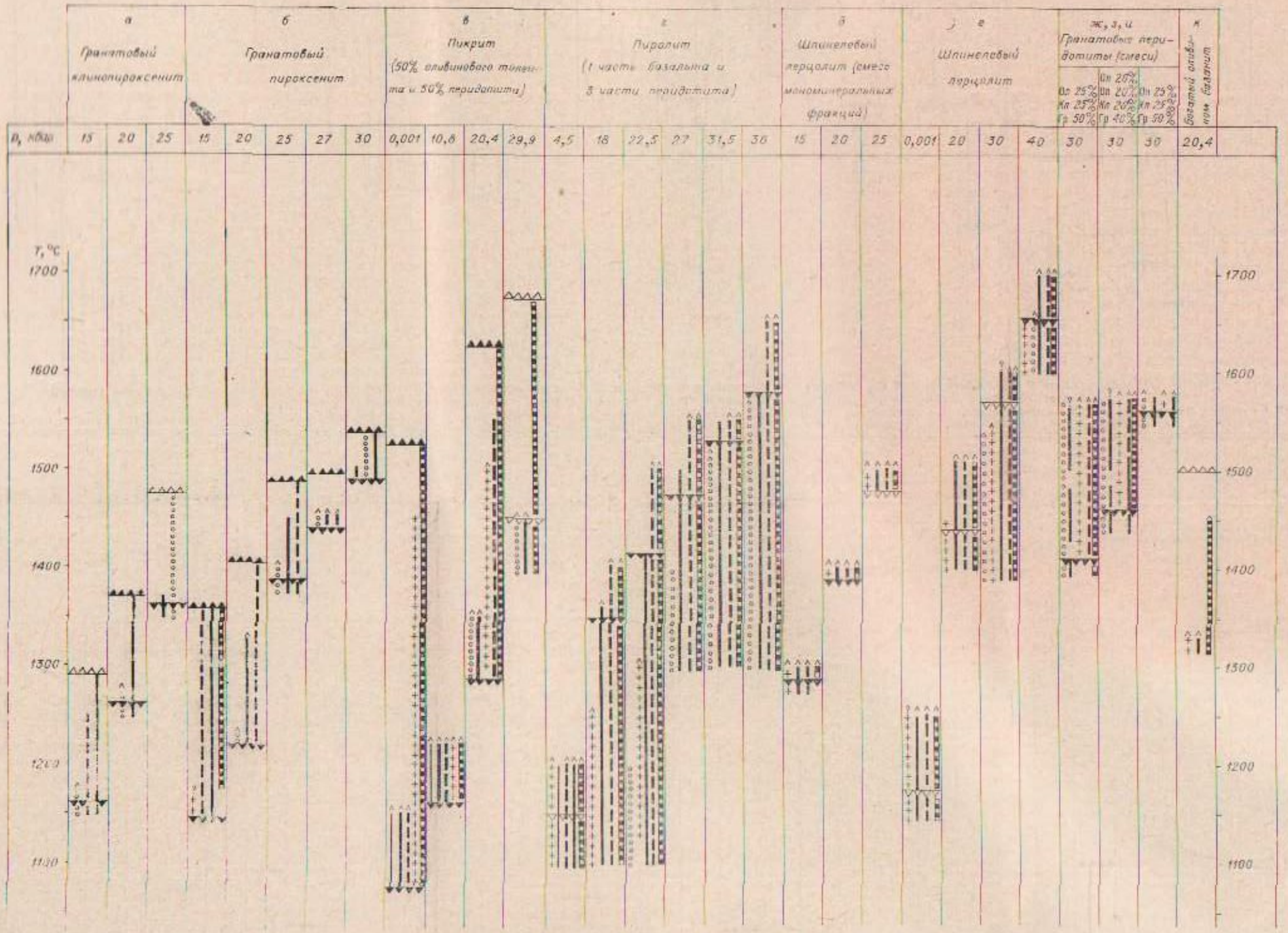



*Рис. 27.* Пределы плавкости и фазовый состав на интервалах частичного плавления и субсолидуса для пород и смесей ультраосновного состава в сухих условиях.

Источники: *а, б, д* — Kornprobst (1970); *в, к* — Ito, Kennedy (1968); *г* — D. Green, Hibberson (1970), D. Green, Ringwood (1970); *е* — Kushiro, Syono, Akimoto, (1968); *ж, з, и* — O'Hara (1968b). Ол — оливин, Гр — гранат, Оп — ортопироксен, Кп — клинопироксен.

Существенно, что повышение давления в сухих условиях препятствует инконгруэнтному плавлению энстатита, которое происходит при 1550—1580°С до давлений около 2,3 кбар в чистом энстатите и около 4 кбар в глиноземистом, а при дальнейшем росте давления прекращается, и далее энстатит плавится конгруэнтно (Бойд, Ингленд, Дэвис, 1968; Taylor, 1973). Следовательно, при повышенных давлениях может уменьшаться роль оливина и повышаться — ортопироксена в минеральных ассоциациях, равновесных с расплавом, поэтому может нарушаться тенденция обогащения базальтоидных расплавов кремнеземом, взятая Н. Боуэном в основу его взглядов о фракционировании базальтовой магмы.

С повышением давления происходит изменение составов главных минеральных фаз в породах ультраосновного и базальтоидного составов (Йодер, Тилли, 1965; Бойд, Ингленд, 1968; Бойд, МакГрегор, 1968; Д. Грин, Рингвуд, 1968б; Т. Грин, 1970; D. Green, Ringwood, 1967, 1970; D. Green, Hibberson, 1970, и др.).

Плагиоклазы с глубиной становятся более кислыми, а ассоциирующие с ними клинопироксены — более глиноземистыми.

В зоне устойчивости шпинели становятся глиноземистыми как клино-, так и ортопироксен. Клинопироксен обогащается натрием (жадеитовой молекулой).

В зоне устойчивости граната повышается содержание натрия в клинопироксенах. В ортопироксенах, ассоциирующих с гранатом, с глубиной глиноземистость снижается. Гранаты с глубиной обедняются железом (альмандиновой составляющей) и обогащаются магнием (пироповой составляющей).

Отмеченными минеральными ассоциациями — как экстенсивным фактором — контролируются процессы плавления и кристаллизации глубинных пород ультрабазитового и базальтоидного составов в приблизительно сухих условиях.

Выплавление и кристаллизация примитивных базальтоидных (протобазальтоидных) выплавок из ультраосновных пород при высоких давлениях моделировались на упрощенных системах форстерит — анортит (Kushiro, Yoder, 1965), энстатит — пироп (Бойд, Ингленд, 1968), диопсид — пироп (O'Hara, 1963a), диопсид — форстерит — пироп (Дэвис, Шерер, 1968), на смесях природных энстатита и пиропа из гранатовых перидотитов (МакГрегор, Рингвуд, 1968), клинопироксена и граната из нодуля эклогита (O'Hara, 1963c), оливина, клинопироксена, ортопироксена и граната из гранатовых перидотитов (O'Hara, 1963b), пиролита — смеси базальта и дунита (D. Green, Ringwood, 1967, 1968b, 1970; D. Green, 1969, 1970, 1973; D. Green a. Hibberson, 1970b), на пробах гранатового лерцолита и смеси его с базальтом (Ito, Kennedy, 1967), на шпинелевом и гранатовом лерцолите из нодулей (Kushiro, Syono, Akimoto, 1968; Kushiro, Shimizu, Nakamura, Akimoto, 1972), на толеитовом пикрите (Tilley, Yoder, 1964), на меймечите (Геншафт, Наседкин и др., 1968), на перидотите из ксенолитов (Геншафт, Наседкин и др., 1970) (см. рис. 27).

В сухих экспериментах при 30—40 кбар (глубины 100—120 км) установлено, что базальтоидные протовыплавки из ультраосновных субстратов получаются меланократовыми и относительно малоглиноземистыми и соответствуют глиноземистым пироксенитам, пикрито-базальтам, высокооливиновым базальтам, меланократовым базанитоидам.

Рост давления до величины порядка 30 кбар и выше приводит к *понижению глиноземистости протовыплавок из ультраосновных пород* в связи с тем, что гранат при этом имеет тенденцию становиться ликвидусной фазой, нередко избыточной над пироксен-гранатовой котектикой (см. рис. 27). При давлениях 10—25 кбар (глубины 30—75 км) избыточной фазой может становиться ортопироксен (при несколько различ-

ных давлениях в зависимости от вариаций состава плавящихся ультраосновных масс), что способствует недосыщению протовыплавок кремнеземом и обогащению их глиноземом. Состав протовыплавок остается меланобазальтоидным. Имеется предположение (Д. Грин, Рингвуд, 1968б; D. Green, 1970, 1973), основанное на последовательности расплавления минералов в сухом пиролите при давлениях 17,5—27 кбар, что при прогрессивном плавлении возможна серия протоплавок с составами от базанита через щелочной оливиновый базальт и оливиновый толеитовый базальт до богатого оливином толеита. Щелочно-пикритовая начальная выплавка при 30 кбар получена из гранатового лерцолита с примесью флогопита (Kushiro, Shimizu, Nakamura, Akimoto, 1972).

При давлениях, соответствующих глубинам 25—35 км, в плагиоклазсодержащих фациях ультрабазитов основу базальтоидной протовыплавки (если она здесь возможна) составляет котектика плагиоклаза и клинопироксена с ортопироксеном с образованием остаточных оливин-ортопироксеновых пород. Так как ортопироксен в этих условиях низкоглиноземистый, протовыплавка может иметь повышенное содержание глинозема (D. Green, 1970; D. Green, Hibberson, 1970b).

Одной из важных физико-химических причин, объясняющих меланократовый характер сухих выплавок из ультраосновных пород при высоких давлениях, является то, что при повышении давлений выше 2,5—4 кбар (Бойд, Ингленд, Дэвис, 1968; Taylor, 1973) подавляется «реакция Боуэна» — инконгруэнтное плавление энстатита с образованием форстерита и высококремнистой жидкости.

Теперь рассмотрим экспериментальные данные о фазовых состояниях сухих систем базальтоидного состава при высоких давлениях.

К настоящему времени проведены многочисленные опыты сухого плавления при высоком давлении пород и смесей базальтоидного состава (Д. Грин, Рингвуд, 1968б; Т. Грин, 1968; Т. Грин, Рингвуд, 1968; Хитаров, Слуцкий, Пугин, Ревин, Солдатов, 1971; Хитаров, Пугин, Слуцкий, Солдатов, Ревин, 1972; Салтыковский, Геншафт, 1973; Tilley, Yoder, 1964; Cohen, Ito, Kennedy, 1967; Ito, Kennedy, 1968; D. Green, 1969, 1970; Khitarov, Slutsky, Pugin, 1970; Kushiro, Thompson, 1972; Kushiro, 1973).

Было предсказано термодинамически (Matsumoto, 1963), что при повышении давления в системе диопсид — анортит эвтектическая точка должна смещаться в сторону плагиоклаза.

Из рис. 25 и 26 видно, что плагиоклаз при повышении давления (в пределах зоны его устойчивости) стремится выбыть из числа близликвидусных фаз, уступая место пироксену, т. е. компоненты плагиоклаза при повышении давления обогащают базальтоидный расплав.

В интервале давлений 9—18 кбар в толеитовых меланобазальтах от солидуса к ликвидусу растет количественное преобладание ортопироксена над клинопироксеном.

Оливин при плавлении андезита, андезито-базальта, высокоглиноземистого базальта уже при сравнительно небольшом увеличении давления против атмосферного выпадает из числа фаз, сосуществующих с расплавом. Компоненты оливина частично связываются в пироксене или, начиная примерно с 14—18 кбар, в гранате.

В оливиновых толеитовых базальтах и в щелочном оливиновом базальте оливин сохраняется в равновесии с расплавом почти на всем интервале частичного плавления при 9—10 кбар, а в толеитовых и щелочных пикрито-базальтах — примерно при 18—20 кбар. При дальнейшем повышении давления оливин заменяется другими высокомагнезиальными и бедными кремнием фазами — шпинелью и гранатом.

В богатых нормативным оливином породах — меланобазальтах, пикрито-базальтах, щелочных базальтах, щелочных пикритах и база-

нитах (исключая нефелиновые базаниты) при 20—30 кбар оливин сохраняет устойчивость на всем или почти на всем интервале частичного плавления. Более того, он является единственным минералом на значительном (до 50%) участке кристаллизации у ликвидуса при температурах порядка 1450°С.

Фазовые соотношения при сухом плавлении базальтоидов (см. рис. 25, 26) подтверждают, что при давлениях, начиная примерно с 2 кбар и выше, инконгруэнтное плавление ортопироксена с выделением оливина и высококремнистой жидкости прекращается и ортопироксен становится устойчивым в ассоциации с оливином.

Верхний температурный предел существования плагиоклаз-пироксеновой котектики в ряду пород от андезито-базальтов до базальтов и меланобазальтоидов определяется верхним пределом устойчивости плагиоклаза в равновесии с расплавом.

Подъем верхних температур плагиоклаз-пироксеновой котектики составляет примерно 50°С на 10 кбар прироста давления.

Как и в опытах при атмосферном давлении, поле совместной кристаллизации плагиоклаза и клинопироксена примыкает к солидусу. В сторону меланобазальтов и пикрито-базальтов оно сужается, а затем выклинивается.

Для лейкобазальтоидов и базальтов намечаются уровни давлений, при которых эти составы на всем интервале частичного плавления отвечают пироксен-плагиоклазовой котектике (см. рис. 25, 26). Для составов андезита (кварцевого диорита) это — давления несколько больше 13,5 кбар, андезито-базальта — 9 кбар, высокоглиноземистого базальта — около 10 кбар. Примечательно, что толеит из траппов отвечает пироксен-плагиоклазовой котектике на широком интервале давлений — от 1 атм до 10 кбар.

При повышенных давлениях, как и при атмосферном, плагиоклаз-клинопироксеновая котектика бывает часто осложнена примесью других одновременно кристаллизующихся минералов. В лейкобазальтоидах она может иметь состав плагиоклаз+клинопироксен+ортопироксен± ±гранат±кварц, в толеитовых базальтах — плагиоклаз+клинопироксен±ортопироксен±оливин±гранат, а в щелочных базальтах и толеитовых меланобазальтах — плагиоклаз+клинопироксен±ортопироксен± ±оливин±шпинель±гранат.

На этапе кристаллизации или выплавления плагиоклаз-клинопироксеновой котектики при больших давлениях состав жидкости и валовый состав котектических кристаллов, очевидно, остаются базальтоидными. В равновесных условиях, по данным описываемых экспериментов, только в породах лейкобазальтоидного крыла (нещелочных) вблизи солидуса появляется плагиоклаз-пироксеновая котектика с кварцем, приближающаяся по составу к кислой.

Плагиоклаз-пироксеновая котектика на всем *PT* интервале ее существования в системах базальтоидного и ультрабазитового составов остается почти всегда самой низкотемпературной котектикой, примыкающей к солидусу.

Начиная примерно с 18 кбар, в андезите, андезито-базальте, высокоглиноземистом кварцевом базальте, оливиновых толеитовых базальтах, оливиновом щелочном базальте и толеитовых пикрито-базальтах в равновесии с расплавом появляется другая высокоглиноземистая фаза — гранат. Частично гранат сосуществует с плагиоклазом; при повышении давления до 27 кбар и больше его устойчивость по сравнению с плагиоклазом повышается, он сохраняется ближе к температуре ликвидуса, чем плагиоклаз, или совсем вытесняет последний. В толеитовых и щелочных базальтах при давлении 27 кбар и выше и температурах 1450°С и выше гранат становится единственной или резко преобладающей твердой фазой у ликвидуса.

При давлениях около 11—13 кбар в оливиновых толеитовых базальтах, 9 кбар в щелочном оливиновом базальте и 10—27 кбар в толеитовых пикрито-базальтах роль высокоглиноземистого заместителя плагиоклаза выполняет шпинель, которая частью ассоциируется в расплавах с кристаллами плагиоклаза и граната. Соответственно низкотемпературными котектиками вместо плагиоклаз-пироксеновой становятся качественно иные — гранато-клинопироксеновая и пироксено-шпинелевая. У лейкобазальтоидов и базальтов, в том числе щелочных, начало кристаллизации соответствует или почти соответствует гранат-клинопироксеновой котектике. От них ликвидус повышается в сторону богатых оливином толеитовых базальтоидов с избыточным гранатом и в сторону пикрито-базальтов и богатых оливином щелочных базальтов, где избыточны пироксен и оливин.

При давлениях 36—40 кбар в наиболее основных составах роль относительно низкотемпературной котектической пары над солидусом выполняют высокоглиноземистый клинопироксен и ортопироксен.

В системах базальтового, меланобазальтового и пироксенитового составов (исключая высокоглиноземистые) температурный интервал между солидусом и ликвидусом сужается при повышении давления, т. е. указанные составы с глубиной становятся в данном смысле «эвтектичнее». У андезита, андезито-базальта, высокоглиноземистого базальта и высокоглиноземистого пироксенита (существенно клинопироксенового) подобного сужения интервала плавления нет или этот интервал расширяется (см. рис. 25, 27).

При давлениях порядка 9—36 кбар отмечается ясное повышение ликвидуса от андезитов через андезито-базальты к базальтам, что не зафиксировано в опытах при атмосферном давлении (см. выше). При этом в указанном интервале высоких давлений сухой ликвидус андезита (см. рис. 25) оказывается ниже, чем у дацита («андезитовая температурная депрессия»; Т. Грин, Рингвуд, 1968).

Из данных о влиянии давления на фазовый состав в сухих системах базальтоидного и ультраосновного составов следуют выводы, на которые в значительной мере уже обращалось внимание в литературе.

1. Базальтоидные протовыплавки из ультраосновных субстратов в сухих условиях при высоких давлениях должны иметь меланобазальтовые или пикрито-базальтовые составы. В зоне, где гранат устойчив на ликвидусе ультраосновных пород (на глубинах 80—100 км и глубже), эти выплавки бедны глиноземом. В случае повышенного содержания щелочей в субстратах или во флюидах выплавки имеют щелочной уклон. На меньших глубинах (55—75 км, иногда меньше), в зоне существования высокоглиноземистой шпинели и устойчивости ортопироксена на ликвидусе, возможно образование протовыплавок, сильно недосыщенных кремнеземом и умеренно обогащенных глиноземом. Здесь протовыплавки могут иметь как щелочной, так и толеитовый уклон. На еще меньших глубинах, в зоне существования плагиоклаза и устойчивости оливина на ликвидусе, базальтоидные протовыплавки (если они способны здесь образоваться) должны быть насыщены кремнеземом и иметь повышенное содержание глинозема.

Очень высокий уровень температур, требуемых для получения меланобазальтоидных (пикрито-базальтовых) выплавок, особенно при больших давлениях, неблагоприятен для образования таких выплавок. Выплавление их, очевидно, должно происходить предпочтительно в тех местах, где имеются дополнительные условия, облегчающие плавление, в частности повышенная щелочность субстратов. Роль щелочных разновидностей среди ювенильных магм пикритового уклона должна быть поэтому больше, чем среди более низкоплавких базальтовых магм; этот вывод не противоречит относительной распространенности соответствующих вулканических пород.

2. На глубинах 60—90 км и больше, в зоне существования относительно низкоплавкой гранат-клинопироксеновой (эклогитоподобной) котектики, котектический расплав может отделяться от избыточных высокотемпературных оливина и ортопироксена. В условиях глубинных субстратов с составами типа гранатовых лерцолитов, гранатовых пироксенитов и эклогитов это может быть наиболее распространенный механизм выплавления меланократовых базальтоидных магм, с накоплением остаточных оливин-ортопироксеновых пород.

В глиноземистых пироксенитовых, ультрамафических, пикрито-базальтовых, щелочно-пикритовых субстратах, в зоне существования высокоглиноземистой шпинели (глубже 30 км), аналогичную роль может выполнять низкоплавкая клинопироксен-шпинелевая котектика.

Составы этих двух котектик, более высокотемпературных, чем плагиоклаз-клинопироксеновая, вполне могут быть меланобазальтовыми. Гранат-пироксеновая котектика, в частности, может быть близка к составу эклогитов из кимберлитовых брекчий. Эта котектика, судя по рассмотренным экспериментальным данным, может иметь также составы, соответствующие обычным базальтам и даже лейкобазальтоидам. В зоне устойчивости граната с исчезновением плагиоклаза сохраняется возможность образования лейкобазальтоидной жидкости за счет расплавов или субстратов базальтового состава, бедных нормативным оливином.

3. Приповерхностная низкоплавкая плагиоклаз-клинопироксеновая котектика в приблизительно сухих условиях может сохранять свое значение до глубин порядка 55 км в лейкобазальтоидах, до 25—30 км — в базальтоидах и до 25 км — в щелочных базальтах и богатых оливином базальтоидах. Повышение давления (до величин, еще не вызывающих массового образования граната) приводит к тому, что котектически устойчивыми на всем или почти на всем интервале кристаллизации оказываются богатые компонентами плагиоклаза магмы состава андезитов, андезито-базальтов, высокоглиноземистых базальтов.

4. Так как в базальтах в сухих условиях на глубинах около 80 км и больше на ликвидусе должен преобладать гранат, а в пикрито-базальтах — оливин, отделение ликвидусных фаз должно способствовать обогащению остаточных расплавов кремнеземом, т. е. образованию магм толеитового уклона. Отделение граната должно понижать содержание глинозема в расплаве, а отделение оливина повышать. Остаточными образованиями будут высокооливиновые породы и, возможно, породы, богатые гранатом.

5. Поскольку при подъеме сухие меланобазальтоидные толеитовые расплавы должны пройти зону, где главной фазой на их ликвидусе становится ортопироксен, они могут (при повышенных концентрациях щелочей) превратиться в недосыщенные кремнеземом магмы щелочного уклона. По оценке Д. Грина и Рингвуда (1968), это может происходить на глубинах 35—70 км. Здесь могут накапливаться щелочно-базальтоидные массы, сопровождаемые пироксенитами.

6. Так как при высоких давлениях (в области 27 кбар) ликвидус лейкобазальтоидов ясно ниже, чем у базальтов, правомерно предположение, что они могут быть продуктами глубинной фракционной кристаллизации базальтов так же, как последние — продуктами глубинной фракционной кристаллизации меланобазальтоидов.

Поскольку при повышенных давлениях расплав, равновесный с плагиоклаз-пироксеновой котектикой, обогащается компонентами плагиоклаза, можно ожидать на глубинах 25—55 км и больше (но до появления массового граната) формирование и накопление базальтоидных масс с высоким содержанием глинозема и повышенными содержаниями натрия и кальция. Подобные повышенные содержания характерны для плагиобазальтоидных магм подвижных зон. Выплавление больших масс высокоглиноземистых базальтоидов в сухих условиях может осуществ-

ляться за счет обогащенных плагиоклазом глубинных субстратов базальтоидного же состава. В указанном интервале глубин можно ожидать массовое развитие обогащенных пироксеном остаточных пород (пироксениты, пироксен-оливиновые породы).

Таким образом, данные экспериментов при высоких давлениях подкрепляют предположение о том, что плагиобазальтоидные лавы в основном могут представлять собой низкоплавкие глубинные (образованные сразу над зоной устойчивости граната) расплавы. Для магмы высокоглиноземистого базальта интервал наибольшей устойчивости пироксен-плагиоклазовой котектики отвечает глубинам 30—40 км.

С уменьшением глубин в пределах зоны устойчивости плагиоклазов повышенную или высокую глиноземистость должны иметь и жидкие продукты фракционирования магм меланобазальтоидного состава, в частности, магм расслоенных дунит-пироксенит-габбровых плутонов, ввиду обычно малой глиноземистости отделяемых фемических минералов.

7. В магмах андезитового состава на глубинах порядка 80—100 км (если они там существуют), в связи с появлением на ликвидусе избыточного граната или пироксена возникает возможность некоторого изменения расплавов в салическом направлении, с обогащением расплава кремнеземом. Остаточные породы при этом будут представлены пироксенитами, а глубже,— возможно, и породами, богатыми гранатом. Андезитовый расплав на глубине около 30 км в сухих условиях котектически устойчив, соответствует низкоплавкой плагиоклаз-пироксеновой котектике. При подъеме к поверхности, где плагиоклаз в расплавах плагиобазальтоидного состава становится избыточным и отделяется в первую очередь, изменение расплавов в лейкократовом направлении должно тормозиться.

Расплавы состава андезита на широком интервале глубин, примерно от 55 км и до поверхности, сохраняют избыток плагиоклаза на ликвидусе. Здесь при подъеме они не должны быть склонны к дальнейшей лейкократизации (накоплению плагиоклазового компонента, повышению уровня натрия и кремния) за счет фракционирования. На этих глубинах возможно повышение калий-натриевого отношения и снижение глиноземистости расплавов. Лейкократизация мыслима глубже, при подъеме в зоне устойчивости граната, где могут оказаться избыточными в расплаве гранат или клинопироксен.

В андезито-базальтовых расплавах на глубинах меньше 30 км избыточен плагиоклаз, что неблагоприятно для эволюции расплава в лейкократовом направлении. Лейкократизация более возможна на глубинах порядка 55 км за счет высадки избыточного пироксена.

В общем, для лейкобазальтоидов на глубинах порядка 30 км и меньше возможности фракционирования в лейкократовом направлении с точки зрения фазовых соотношений неблагоприятны.

8. В магмах состава щелочных пикрито-базальтов, богатого оливином щелочного базальта и богатого оливином базанита на глубинах 60—90 км выделение избыточного оливина на значительном интервале у ликвидуса должно вести к быстрому уменьшению содержания магнезии и повышению кремнезема, извести и щелочей в расплавах. При этом не исключено превращение некоторых меланократовых щелочных магм в насыщенные кремнеземом толеитовые. Сильно недосыщенные кремнеземом щелочные меланократовые магмы, котектически неустойчивые на указанных глубинах, способны быстро изменять состав в направлении слабо недосыщенных и бедных оливином базальтов щелочного уклона. Последние на глубинах порядка 80 км близко соответствуют гранат-клинопироксеновой котектике и могут там накапливаться, сопровождаясь остаточными высокооливиновыми породами.

Условия фракционирования на глубинах около 55 км (избыточный клинопироксен), 40 км (избыточные орто- и клинопироксены) способ-

ствуют сохранению щелочного профиля щелочных базальтовых магм. Выделение избыточных пироксенов будет приводить к дальнейшему изменению расплавов в лейкократовом направлении и образованию остаточных пироксенитов. На глубине 30 км и меньше в связи с появлением избыточного оливина (вместе с клинопироксеном) возможно быстрое лейкократовое изменение расплавов с отделением оливиновых пироксенитов.

9. Базальтовые и лейкобазальтоидные расплавы в условиях глубинных плагиоклаз- и гранатсодержащих минеральных фаций обладают несколько изменчивой, но в общем широкой котектической устойчивостью, что может способствовать накоплению их в больших объемах на глубине.

*Богатые нормативным оливином меланобазальтовые и пикритобазальтовые* расплавы на глубине, как и у поверхности, котектически неустойчивы. Они должны быстро выделять низкоплавкие базальтовые *котектики и поэтому представляются весьма эфемерными магматическими* образованиями. Глубинные (мантийные) меланократовые расплавы могут выйти на поверхность лишь при особо благоприятных обстоятельствах, обеспечивающих быстрый подъем, например, в трубках взрыва и при уникальных массовых излияниях резко перегретых магм. В остальных случаях высокомагниевые лавы, богатые, как правило, вкрапленниками оливина могут быть аккумулятивными образованиями умеренных и малых глубин.

Отмеченное влияние повышенных и высоких давлений изменяется в присутствии летучих компонентов и прежде всего воды.

Присутствие воды существенно снижает температуры плавления. В системах диопсид — анортит — вода (Yoder, 1964, 1965) и диопсид — анортит — альбит — вода (Lindsley, Emslie, 1967) температуры солидуса и ликвидуса при высоких давлениях значительно понижены против сухих систем, а расплав при кристаллизации плагиоклаз-пироксеновой котектики или эвтектики обогащен компонентами плагиоклаза.

При давлении 20—60 кбар в присутствии воды солидус глиноземистого лерцолита при $P_{H_2O} = P_{общ}$ понижается по сравнению с сухими условиями на 400—700°С, а при $P_{H_2O} < P_{общ}$ — на 200—400°С. В последнем случае положение солидуса колеблется в интервале 1200—1500°С (Kushiro, Syono, Akimoto, 1968; Kushiro, Shimizu, Nakamura, Akimoto, 1972). Того же порядка снижение температур плавления ожидается для пиролитовых смесей в присутствии воды (D. Green, 1969, 1970).

У низкоглиноземистого и низкокальциевого перидотита (Геншафт, Наседкин, Фарберов, Рябинин, 1970) солидус при 10—60 кбар ($P_{H_2O} < P_{общ}$; $\sim 3$ вес.%) располагается между 1120 и 1300°С. При этом ликвидусной фазой при 1600—1800°С является оливин, к которому при охлаждении присоединяется шпинель.

В системе состава глиноземистого лерцолита в присутствии воды при давлениях до 30 кбар ликвидусными фазами служат оливин и ортопироксен. При давлениях выше 30 кбар близликвидусным становится еще гранат. В общем итоге среди высокотемпературных кристаллических фаз начинают преобладать фазы, бедные кремнеземом. Поэтому предполагается (Kushiro, Yoder, Nishikawa 1968; Kushiro, Syono, Akimoto, 1968; Kushiro, 1972), что на глубинах больше 100 км при наличии водного флюида должны образовываться насыщенные и пересыщенные кремнеземом протовыплавки (вместо недосыщенных).

Из опытов со смесями состава высокоглиноземистого кварцевого базальта, андезито-базальта и андезита при давлениях 9—10 кбар (G. Green, Ringwood, 1968), с андезитом при 30 кбар (Stern, Wyllie, 1973), со щелочным низкомагниевым базальтом при 5—25 кбар (Геншафт, Наседкин, Рябинин, Петров, 1967), с высокоглиноземистым оли-

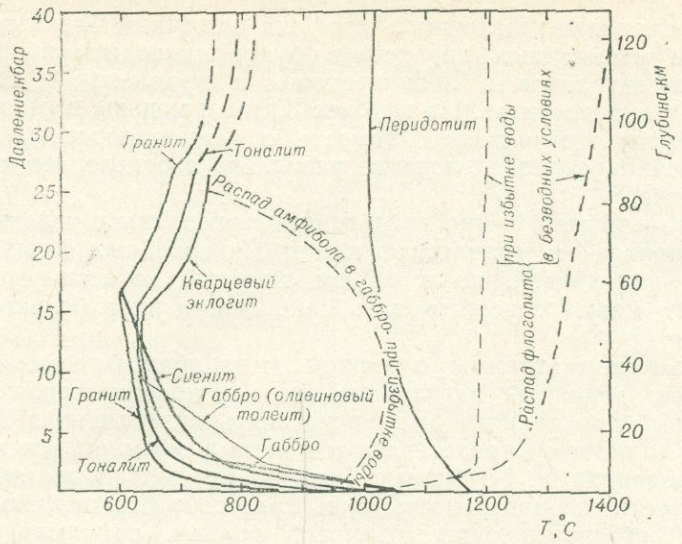



*Рис. 28.* Кривые солидуса для пород при избытке воды и границы устойчивости амфибола и флогопита (Merrill, Robertson, Wyllie, 1970).

*1* — распад амфибола в габбро при избытке воды; *2* — распад флогопита при избытке воды (*а*), в безводных условиях (*б*).

виновым базальтом до 25 кбар (Lambert, Wyllie,1969, 1970), с толеитовыми базальтами до 30 кбар (Hill, Boettcher, 1970; Merrill, Robertson, Wyllie, 1970; Holloway, Burnham, 1972; Kushiro, 1973; Stern, Wyllie, 1973) следует, что присутствие воды ($P_{H_2O} \sim P_{общ}$) способно понизить ликвидус на 200—300°С. При этом ликвидус при давлении около 10 и 30 кбар в андезито-базальте и андезите располагается отчетливо ниже, чем в базальтах (габбро); для последних положение линий плавкости см. на рис. 28—30, для диорита — на рис. 31, для андезита — на рис. 30.

В кварцевом базальте и андезито-базальте при 9—10 кбар (T. Green, Ringwood, 1968) ликвидусной фазой при 1100—1200°С оказывается клинопироксен, к которому при охлаждении присоединяются плагиоклаз и амфибол, а в кварцевом базальте и андезито-базальте — еще и ортопироксен. Содержание амфибола среди кристаллических фаз, сосуществующих с расплавом, с приближением к солидусу растет. В кварцевом базальте при 9 кбар амфибол сосуществует с расплавом до 1050°С, плагиоклаз при 10 кбар — до 950°С.

В андезитах ликвидусные и близликвидусные фазы при температуре около 1100°С, давлении около 10 кбар и содержании в системе 2 вес. % воды представлены пироксенами и плагиоклазом, к которым при охлаждении до 900—950°С присоединяются гранат и амфибол. При 10 кбар и содержании 5 вес. % воды в системе амфибол ассоциирует с расплавом при температурах не выше 950°С (T. Green, 1972; Eggler, 1972).

При давлении 30 кбар в андезите при малом содержании воды (примерно до 1%) на ликвидусе сосуществуют гранат и клинопироксен, а при повышении водонасыщенности субликвидусным становится лишь гранат, к которому при охлаждении присоединяется клинопироксен, а у солидуса еще коэсит (Stern, Wyllie, 1973).

В системе толеитовый базальт — вода (Hill, Boettcher, 1970; Holloway, Burnham, 1972) плагиоклаз и роговая обманка у ликвидуса образуют котектику при температуре около 1000°С и давлении около 2,5 кбар, а при давлении 5 кбар и выше роговая обманка становится резко

избыточной над плагиоклазом. При 5—8 кбар расплав имеет андезитовый состав у ликвидуса и дацитовый у солидуса.

В оливиновом нещелочном базальте (D. Green, Hibberson, 1970a) при 11—18 кбар в присутствии воды у ликвидуса кристаллизуются оливин, орто- и клинопироксен, в то время как в сухой системе при тех же давлениях оливин среди указанных близликвидусных фаз отсутствует. При 30 кбар в присутствии 5 вес. % воды на ликвидусе ассоциируют гранат и клинопироксен; у солидуса к ним присоединяется коэсит (Stern, Wyllie, 1973).

В щелочном базальте (Геншафт, Наседкин, Рябинин, Петров, 1967) при 5—15 кбар в присутствии воды на значительном интервале у силикатного ликвидуса, который располагается при 1150—1200°С, выпадают клинопироксен и магнетит, к которым с приближением к солидусу (850°С) присоединяются плагиоклаз, амфибол и биотит. При 15 кбар клинопироксен и плагиоклаз кристаллизуются вместе непосредственно у силикатного ликвидуса (1100—1150°С). При 20—25 кбар вблизи силикатного ликвидуса (около 1200°) присутствуют совместно клинопироксен и гранат. При понижении температуры клинопироксен вытесняется амфиболом. Амфибол и биотит в равновесии с расплавом при 5—15 кбар отмечены при температурах не выше 950—1050°С. При 20—25 кбар амфибол сосуществует с раплавом до 950°С.

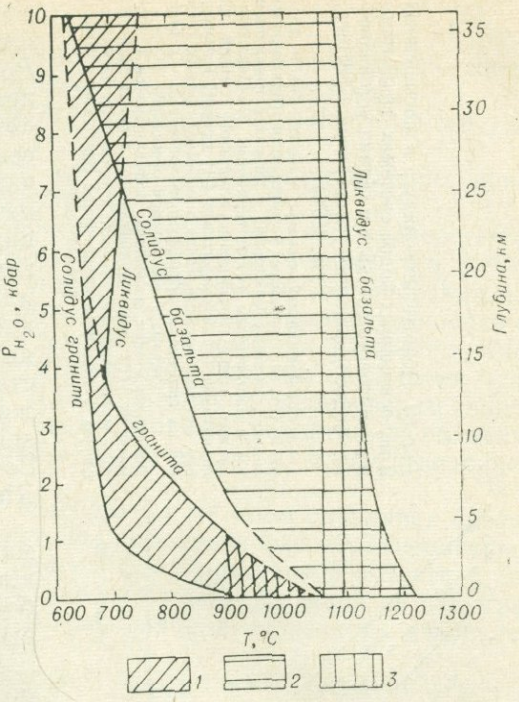



*Рис. 29.* Диаграмма плавкости гранита и базальта (Бэрнем, 1970).

*1* — поле сосуществования кристаллов и расплава для гранита; *2* — то же, для базальта; *3* — поля неперегретых магм, способных достичь поверхности при изотермическом подъеме.

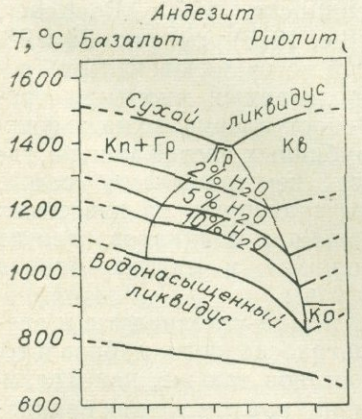



*Рис. 30.* Положение ликвидуса при разной степени насыщения водой для составов базальта, андезита, риолита при $P_{общ}$ = = 30 кбар (Stern, Wyllie, 1973).

*Поля устойчивости:* Кп+Гр — клинопироксена с гранатом; Гр — граната; Кв — кварца; Ко — коэсита.

В обогащенном клинопироксеном меймечите (Геншафт, Наседкин, Рябинин, Петров, 1968) при 8—38 кбар ($P_{H_2O} < < P_{общ}$; $H_2O \sim 3$ вес. %) силикатный ликвидус остается выше 1700°С. Солидус при 8 кбар предполагается между 1300 и 1400°С. Из силикатных минералов на всем интервале кристаллизации расплава наблюдался оливин, к которому при понижении температуры присоединяется непрозрачный минерал. При охлаждении ниже солидуса (1150—1170°С) кроме этих минералов установлены еще клинопироксен и анортит. Возможно, что у солидуса с расплавом равновесны клинопироксен и шпинель.

Установлено (Kushiro, Yoder, Nishikawa, 1968; Sclar, 1969), что в присутствии воды восстанавливается подавляемая высоким

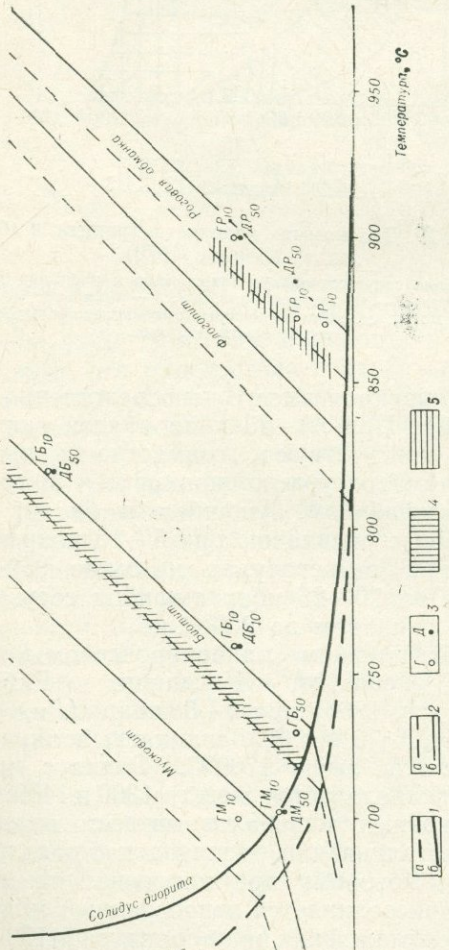



*Рис. 31.* Положение солидуса в насыщенных и недосыщенных водой системах гранитного и диоритового составов и границ устойчивости водосодержащих минералов (Brown, Fyfe, 1970),

*1* — водонасыщенный солидус гранита (*а*) и диорита (*б*); *2* — границы устойчивости (ликвидусы) водосодержащих минералов в смесях с гранитным (*а*) и диоритовым (*б*) материалом; *3* — близсолидусные точки начального плавления смесей на гранитовой (Г) и диоритовой (Д) основе. Примерное местоположение точек начала плавления смесей на гранитовой и диоритовой основе: *4* — с биотитом; *5* — с роговой обманкой.

Водосодержащие минералы, добавляющиеся к гранитному (Г) или диоритовому (Д) материалу: М — мусковит, Б — биотит, Р — роговая обманка; цифры у индексов—процентное содержание минерала в смеси.

давлением реакция инконгруэнтного плавления энстатита, которая при $P_{H_2O}=P_{общ}$ в интервале 10—30 кбар происходит при 1270—1360°С. Таким образом, присутствие воды при высоких давлениях увеличивает устойчивость оливина и уменьшает — ортопироксена в минеральных ассоциациях, сосуществующих с расплавом, что способствует обеднению расплавов магнием и обогащению их кремнеземом и может привести к появлению лейкобазальтоидов при частичном плавлении базитовых и даже ультраосновных субстратов (Kushiro, 1972, 1973; D. Green, 1973; Boettcher, 1973; Wyllie, 1973; Nicholls, Ringwood, 1973).

Вода на уровнях базальтоидного магмообразования может частично высвобождаться из глубинных амфиболов и слюд, устойчивость которых доказывается экспериментально для глубин до 75 км и несколько больше (Марков, Петров, Делицин, Рябинин, 1966, 1968; Геншафт, Наседкин, Рябинин, Петров, 1967; Oxburgh, 1964; Luth, 1967; T. Green, Ringwood, 1968; Lambert, Wyllie, 1968, 1970; Kushiro, 1969; Yoder, 1969; Aoki, 1970; Best, 1970; Binns, Duggan, Wilkinson, 1970; D. Green, 1970; D. Green, Ringwood, 1970; Hill, Boettcher, 1970; Merrill, Robertson, Wyllie, 1970; Nishikawa, Kushiro, Uyeda, 1971; Schmincke, 1970; Boettcher, 1973; Wyllie, 1973); см. рис. 28 и 31.

Другой источник ювенильной воды, предполагаемый многими петрологами,— поступление водного флюида из глубинных частей мантии, где становятся неустойчивыми самые высокотемпературные из известных водосодержащих силикатов, или из погружающихся в мантию блоков вещества коры.

Присутствие углекислоты в системах ультраосновного и базальтоидного составов так же, как и салического, влияет на отношения плавкости незначительно по сравнению с присутствием воды. Добавление $CO_2$ в систему толеитовый базальт+вода, по данным Дж. Холлоуэя (Hill, Boettcher, 1970), в интервале давлений 0,001—17 кбар заметно повышает солидус базальта (примерно на 100°С при 5 кбар), а при давлениях

выше 17 кбар почти не изменяет его. При этом мало изменяются соотношения между плагиоклазом и амфиболом в ходе плавления.

Разубоживание водного флюида углекислотой приближает магмообразующие системы к сухим.

Петрологические результаты присутствия воды при высоких давлениях могут заключаться в следующем.

1. В присутствии воды глубинные эклогиты, а также глиноземистые пироксениты и перидотиты должны плавиться эффективнее, чем в сухих условиях (в том числе на глубинах более 100 км), за счет снижения солидуса и перехода в расплав более значительной массы низкоплавких котектических смесей (пироксена и граната, пироксена и шпинели, пироксена и плагиоклаза). При этом базальтоидные протовыплавки будут более обогащены кремнеземом. Для образования щелочных меланобазальтоидных протовыплавок в этих условиях, вероятно, необходимы глубинные субстраты повышенной щелочности и слабая водонасыщенность.

2. При повышенных $P_{H_2O}$ в небогатых магнием расплавах базальтового и лейкобазальтоидного составов выделение высокотемпературных фаз, а также появление вместо плагиоклаз-пироксеновой котектики еще более низкотемпературной котектики с роговой обманкой не изменяют существенно эволюцию щелочных расплавов в щелочном, а нещелочных — в нещелочном направлении.

3. В присутствии воды в глубоких частях зоны устойчивости плагиоклаза андезитовый состав наиболее соответствует плагиоклаз-пироксеновой котектике (начиная с ликвидуса). Этот состав здесь оказывается и более низкоплавким по сравнению с андезито-базальтовым и базальтовым составами. Выделение из базальтового и андезито-базальтового расплавов избыточного клинопироксена должно сдвигать состав расплавов в салическом (андезитовом) направлении и давать остаточные клинопироксениты.

4. Появление воды в глубинных частях зоны распространения плагиоклаза должно способствовать формированию плагиобазальтоидных, высокоглиноземистых магм.

5. Присутствие воды, вероятно, может сделать котектически устойчивыми на глубинах перехода от гранатовых фаций пород к плагиоклазовым (75—45 км) расплавы состава низкомагниевого щелочного базальта. На меньших глубинах в присутствии воды может происходить эффективное изменение расплава в трахиандезитовом направлении с образованием остаточных клинопироксенитов.

6. Повышенное содержание воды в базальтовых и лейкобазальтоидных расплавах должно в силу изменения котектических соотношений плагиоклаза с фемическими минералами усиливать фракционирование этих расплавов в салическом направлении.

7. Присутствие воды в базальтоидных расплавах должно способствовать ассимиляции ими салических компонентов из боковых пород.

Весьма характерной чертой низкоплавких базальтоидных котектик при разных давлениях является то, что в эти котектики обязательно входит высокоглиноземистая минеральная фаза (плагиоклаз, шпинель, гранат), которая обычно (при не слишком большом содержании в субстрате) имеет тенденцию к полному или преимущественному расплавлению в низкотемпературной части интервала плавления, примыкающей к солидусу. Склонны к опережающему выплавлению и другие высокоглиноземистые фазы базальтоидов — роговая обманка, биотит, высокоглиноземистый клинопироксен. Аналогичная картина наблюдается при выплавлении меланобазальтоидных расплавов из ультраосновных минеральных смесей или пород (Дэвис, Шерер, 1968; O'Hara, 1963b, c; Kushiro, Syono, Akimoto, 1968; Геншафт, Наседкин и др., 1968, 1970). В этом случае рано наступает полное выплавление не только высоко-

Таблица 43

*Температуры плавления главных минералов и низкоплавких котектик в искусственных сухих системах базальтоидного состава*

| Составы котектик (эвтектик), мол. % | Содержание, вес. % | Давление | Точки плавления котектик (эвтектик), °С | Точки плавления минералов, °С | Лит. источник |
|---|---|---|---|---|---|
| Диопсид (58) — анортит (42) | 15,3 | 1 атм | 1274±2 | Диопсид (1391,5), анортит (1553±±2) | Bowen, 1915 |
| Диопсид (3) — альбит (97) | 19,1 | » | ~1085 | Диопсид (1391,5), альбит (1118±±3) | Schairer, Bowen, 1947 |
| Форстерит (20) — диопсид (23) — анортит (57) | 20,8 | 1 » | 1317 | Форстерит (1890), диопсид (1391,5), анортит (1553±2) | Osborn, Tait, 1952 |
| Шпинель (эквивалентно 15% форстерита) — анортит (85) | 31,0 | 1 » | 1444 | Шпинель (в перитектике форстерит — шпинель, 1475), анортит (1553±2) | |
| Диопсид (78) — шпинель (22) | 14,8 | 1 » | ~1240 | Диопсид (1391, 5), шпинель (2135) | Schairer, Yoder, 1969 |
| Диопсид (57) — пироп (43) | 10,9 | 30 кбар | ~1610 | Диопсид (~1715), пироп (~1690) | O'Hara, 1963a |
| То же | 10,9 | 40 » | 1690±10 | Диопсид (~1790), пироп (~1770) | Davis, 1964 |
| Эстатит (34) — пироп (66) | 16,6 | 30 » | ~1660 | Эстатит (~1840), пироп (~1690) | Boyd, England, 1964 |

глиноземистых фаз, но и минералов, не очень богатых глиноземом (например, клинопироксена).

Выигрыш в плавкости котектических смесей высокоглиноземистых минералов с другими по сравнению с точками плавления самих минералов может быть очень большим (табл. 43).

Особая роль глинозема в составе низкоплавких базальтоидных котектик связана, по-видимому, с очень высоким молярным объемом его в силикатном расплаве. Введение окиси алюминия в силикатный расплав увеличивает объем расплава больше почти всех других породообразующих окислов (Брянцев, 1968). По теоретическим расчетам (Bottinga, Weill, 1970), парциальный молярный объем $Al_2O_3$ в силикатных расплавах (37,96 $см^3$/моль) выше, чем у $SiO_2$ (26,80), MgO (11,60), CaO (16,50), FeO (12,8), $Na_2O$ (28,90) и уступает только $K_2O$ (46,00). Из указанных значений молярных объемов видно, что группу высокообъемных окислов, в силикатном расплаве составляют $SiO_2$, $Al_2O_3$, CaO, $Na_2O$ и $K_2O$. В соответствии с принципом Ле-Шателье эти окислы должны стремиться раньше остальных перейти в расплав при нагревании, обеспечивая расширение и адиабатическое охлаждение системы. Нетрудно заметить, что именно высокообъемными окислами определяется в основном состав плагиоклаз-пироксеновой котектики (так же, как состав более салических двуполевошпатовых и кварц-полевошпатовых котектик), чем объясняется, возможно, в общем виде ее относительная легкоплавкость.

Особая роль глинозема при образовании низкоплавких породообразующих котектик в конечном счете проявляется в том, что даже на основе

небогатых глиноземом исходных масс формируются богатые глиноземом выплавки.

Повышение давления само по себе тормозит выход глинозема в магматические выплавки, как компонента, имеющего большой парциальный молярный объем в расплаве.

Из всех приведенных выше данных о минеральных котектиках, контролирующих выплавление и кристаллизацию базальтоидных магм, вытекают следующие основные выводы.

1. Анализ описанных котектик и выяснение составов, отвечающих устойчивым низкоплавким котектикам в условиях коры и верхов мантии, помогает понять главнейшие статистические особенности распределения составов вулканических базальтоидов.

2. Высокотемпературные меланобазальтоидные магмы, богатые нормативным оливином, котектически неустойчивы на всем интервале глубин коры и верхов мантии. Они охотно отделяют избыточные фемические фазы, давая базальтовые расплавы.

3. Базальтовые расплавы близко или вполне соответствуют низкотемпературным котектикам в условиях больших (гранатсодержащие фации), а также умеренных и малых глубин. Этим, по-видимому, во многом предопределяется тот факт, что главный максимум в распределении составов земных базальтоидов приурочен именно к базальтам.

4. Лейкобазальтоидные расплавы котектически устойчивы в условиях умеренных, а также больших глубин (по крайней мере, на уровнях, где еще устойчив плагиоклаз) и приобретают склонность к отсадке плагиоклаза на малых глубинах. На больших и умеренных глубинах лейкобазальтоидные составы более легкоплавки, чем базальтовые, в отличие от малых глубин. Поэтому эволюция обычных базальтовых магм в лейкобазальтоидном направлении может быть на больших и умеренных глубинах более эффективна, чем на малых, где она должна тормозиться вследствие изменения котектических соотношений, а также большей скоротечности существования расплавов.

Нещелочные лейкобазальтоидные магмы, с точки зрения котектических соотношений на интервале частичного плавления (частичной кристаллизации), более правомерно рассматривать как расплавы, сформированные на больших или умеренных глубинах, чем как магматические фракционаты малых глубин.

5. Для щелочных базальтоидных магм котектические соотношения, по-видимому, не препятствуют преобразованию составов в салическом направлении как на больших, так и на малых глубинах.

6. Переход от больших к малым глубинам должен способствовать эволюции базальтоидных магм в направлении от недосыщенных кремнеземом к насыщенным и пересыщенным. При этом на умеренных глубинах в связи с отсадкой ортопироксена возможно усиление недосыщенности кремнеземом.

7. В зоне больших и умеренных глубин повышена вероятность формирования базальтоидных магм щелочного профиля в связи с распространенной недосыщенностью расплавов кремнеземом.

8. Переход от больших к умеренным глубинам (в зону устойчивости плагиоклазов) должен сопровождаться повышением глиноземистости базальтоидных магм. Малые глубины неблагоприятны для дальнейшего повышения глиноземистости лейкобазальтоидных и значительной части базальтовых расплавов (с избыточным плагиоклазом). Значительное повышение глиноземистости здесь возможно в меланобазальтоидных магмах (с избыточными темноцветными).

9. Одновременный подъем активности водного флюида и усиление теплового потока с естественным при этом вовлечением в базальтоидное магмообразование базитовых пород умеренных глубин (самые верхи мантии и, может быть, низы материковой коры) должны благоприят-

ствовать повышению лейкократовости и глиноземистости базальтоидных магм. На этой основе может быть объяснено обильное развитие высокоглиноземистых лейкобазальтоидных магм в подвижных поясах, резко отличающее последние от кратонных областей.

### *Котектическая основа формирования магм кислой группы*

О. Таттл и Н. Боуэн впервые показали, что температуры начала плавления гранитов близки к температуре кристаллизации (975°С) сухой тройной эвтектики альбит (33%) — ортоклаз (32%) — кварц (35%) и что количественное соотношение салических составляющих в гранитах, риолитах и гранитных пегматитах (по 933 анализам с суммой салических компонентов более 80%) в основном близко к указанной эвтектике (Tuttle, Bowen, 1958). Эта эвтектика при малых давлениях принадлежит наиболее легкоплавким породообразующим системам (Рой, Таттл, 1958; рис. 32)

О. Таттл (Менерт, 1963) установил по выборке численностью более 300 анализов, что максимум распределения составов кислых лав совпадает с той же низкотемпературной областью плавления.

К настоящему времени эта закономерность подтверждена на большом числе выборок кислых лав разного петрохимического уклона.

Большее приближение к природной плагиоклаз-ортоклаз-кварцевой гранитоидной котектике дает система альбит — ортоклаз — анортит — кварц (James, Hamilton, 1969).

Резко понижаются температуры плавления системы гранит — вода при добавлении фторидов натрия и калия (Глюк, Анфилогов, 1973).

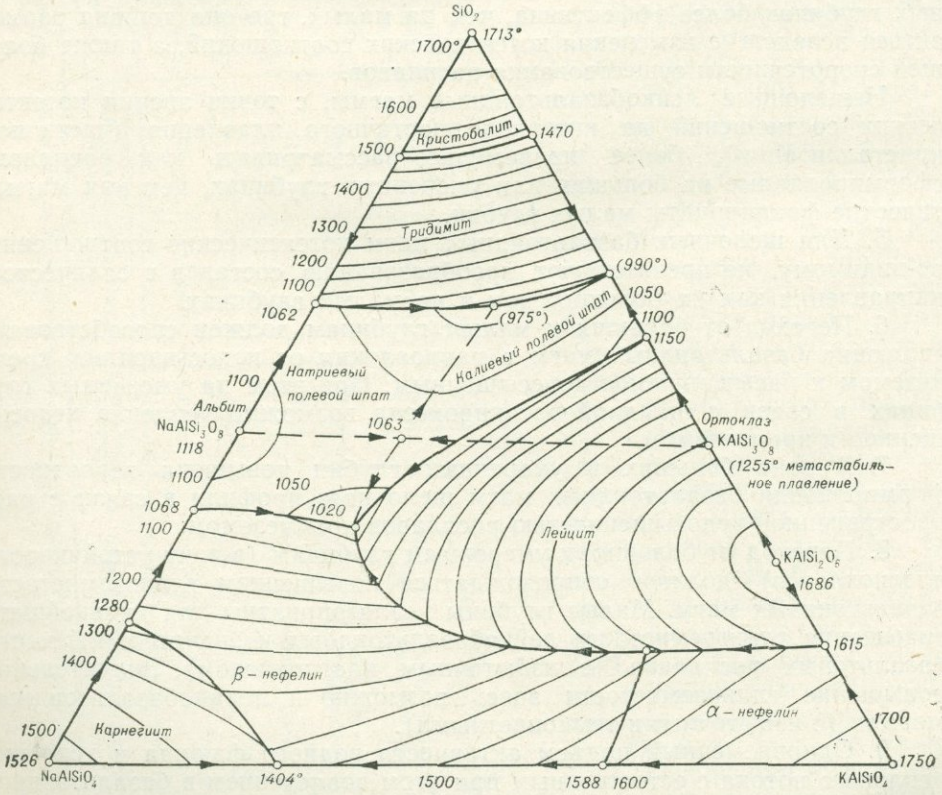



*Рис. 32.* Поверхность ликвидуса системы $SiO_2$—$NaAlSiO_4$—$KAlSiO_4$ (воспроизведено по Ф. Г. Смиту, 1968).

Значительное снижение температур ликвидуса по сравнению с эвтектикой альбит — ортоклаз — кварц достигается прибавлением к последней щелочей и силикатов щелочей ($Na_2SiO_3$, $K_2SiO_3$, $NaKSiO_3$, $NaFeSi_2O_6$), т. е. пересыщением системы щелочами. Это показано при изучении системы альбит — ортоклаз — кварц с 5%-ными добавками указанных силикатов щелочей (Thompson, McKenzie, 1967) и агпаитовых смесей $Na_2O$—$K_2O$—$Al_2O_3$—$SiO_2$ (Анфилогов, Абрамов, Коваленко, Огородова, 1972) при $P_{H_2O} = 1$ кбар.

Системами альбит-ортоклаз-кварц-щелочной метасиликат могут имитироваться плавление и кристаллизация агпаитовых кислых пород щелочного крыла — щелочных гранитов, пантеллеритов и комендитов, в которых содержатся нормативные щелочные силикаты (Carmichael, 1962; Thompson, McKenzie, 1967; Бейли, Шерер, 1970). В частности, аналогом щелочных кислых пород и их расплавов является эвтектика кварц (20%) — альбит (20%) — акмит — (10%) — дисиликат натрия (50%), которая плавится в сухих условиях при атмосферном давлении и 728±5°С (Бейли, Шерер, 1970).

Более близка к щелочным кислым породам (пантеллеритам) и их расплавам система альбит — ортоклаз — кремнезем — метасиликат натрия — акмит. В опытах при $P_{H_2O} = 1$ кбар и добавке 4,5—8,3 вес.% метасиликата натрия и акмита установлено (Carmichael, McKenzie, 1963), что ось низкотемпературной депрессии в поле щелочных полевых шпатов смещается в сторону составов, обедненных альбитом и обогащенных ортоклазом; эвтектика щелочной полевой шпат — кварц смещается в сторону понижения содержания альбита и повышения ортоклаза и кварца. С повышением отношения анортит — альбит в кислых магматических породах или в других силикатных смесях, дающих гранитоидные выплавки, температуры начала плавления повышаются. При этом повышение температур начала плавления происходит сильнее при добавке анортита в бедную анортитом смесь, чем при добавке того же количества анортита в смесь, уже обогащенную им (Винклер, Платен, 1968; Platen, 1965).

При $P_{H_2O} = 1$ кбар и содержании анортита 7,5 вес. % минимальная температура кристаллизации котектики плагиоклаз — ортоклаз — кварц выше, чем температура эвтектики альбит — ортоклаз — кварц при том же $P_{H_2O}$ на 50—60°С (Luth, James, Tuttle, 1964).

Введение в гаплогранитную систему до 10 вес. % анортитового компонента приводит к тому, что наиболее низкоплавкая котектика обогащается (по сравнению с эвтектикой альбит — ортоклаз — кварц) кремнеземом и ортоклазовым компонентом и обедняется альбитом. Так, при $P_{H_2O} = 1$ кбар и добавлении 3 вес. % анортита низкоплавкая котектика (около 730°С) содержит 31% альбита, 28% ортоклаза и 38% кварца, а при добавлении 7,5% анортита — 10% альбита, 39% ортоклаза и 43,5% кварца при тех же $P_{H_2O}$ и температуре около 780°С (James, Hamilton, 1969)

Кислый плагиоклаз, калиевый полевой шпат и кристаллические модификации кремнезема, по современным экспериментальным данным для высоких давлений, могут быть устойчивы до весьма значительных глубин, и не только в коре, но и в верхах мантии.

Так, при температурах до 950°С в сухой системе состава гранита (адамеллита) плагиоклаз устойчив совместно с кварцем и щелочным полевым шпатом в сухих условиях до 22,5 кбар (65—70 км). При более высоких давлениях и температурах он исчезает, но ассоциация калиевого полевого шпата и кварца (или коэсита) остается устойчивой (Д. Грин, Рингвуд, 1968; Д. Грин, Ламберт, 1970).

В субсолидусе сухой системы дацитового состава ассоциация кислый плагиоклаз — кварц устойчива до 27 кбар (Т. Грин, Рингвуд, 1968; см. рис. 25).

Таким образом, с точки зрения устойчивости салических минералов, существование гранитоидных котектик возможно не только в коре, но и в верхах мантии. Однако состав этих котектик и последовательность кристаллизации фаз в кислых расплавах при высоких давлениях существенно изменяются.

В расплаве адамеллита сухая кристаллизация при атмосферном давлении дает первовыделения плагиоклаза, а при 9 кбар на ликвидусе кристаллизуются кварц и щелочной полевой шпат; при 27 кбар на ликвидусе и на значительном интервале под ликвидусом кристаллизуется только кварц.

В сухом расплаве дацита при 9 кбар первовыделения принадлежат плагиоклазу, а при 18—36 кбар кварцу (Д. Грин, Рингвуд, 1968).

Плагиоклаз и темноцветные минералы (пироксен, гранат) начинают кристаллизоваться при высоких давлениях позже.

Таким образом, низкоплавкие гранитоидные выплавки в сухих условиях при повышении давления обедняются кварцем и обогащаются анортитом и фемическими составляющими.

Температура ликвидуса гранита (адамеллита) в сухих условиях при повышении давления от 1 атм до 9 кбар поднимается примерно на 250°С, затем при повышении давления до 27 кбар — еще на 200°С (до уровня более 1400°С).

При давлениях более 12—15 кбар температуры сухого ликвидуса адамеллита и дацита становятся выше, чем у андезита (Д. Грин, Рингвуд, 1968). Отмеченное выше повышение основности низкоплавких кислых котектик при высоких давлениях выражает приспособление системы к изменившимся термодинамическим условиям в соответствии с принципом Ле-Шателье.

Влияние давления на плавкость и фазовые соотношения систем гранитоидного или богатого компонентами гранита состава более детально исследовалось в присутствии воды как на упрощенных системах (Боуэн, Таттл, 1952; Schairer, Bowen, 1935, 1947; Tuttle, Bowen, 1952; Luth, Jahns, Tuttle, 1964; James, Hamilton, 1969; Merrill, Robertson, Wyllie, 1970; Seck, 1971a), так и на препаратах из горных пород (Bowen, Tuttle, 1957; Steuhl, 1962; Platen, Höllner, 1966; Винклер, Платен, 1968; Лебедев, Хитаров, 1964; Хитаров, Нагапетян, Лебедев, 1969а, б; Наседкин, Геншафт, 1971; Хитаров, Кадик, Малинин, 1971; Абрамов, Анфилогов, Коваленко и др., 1971; Platen, 1965; Winkler, 1966; Piwinskii, Wyllie, 1968; Boeticher, Wyllie, 1968; Lambert, Wyllie, 1968, 1969; Gibbon, Wyllie, 1969; Büsch, 1970; Brown, 1970; Brown, Fyfe, 1970).

В расплавах гранитов быстрое снижение температуры солидуса достигается уже сравнительно небольшим повышением парциального давления паров воды (примерно на 200°С с повышением $P_{H_2O}$ до 1 кбар). Более слабое дальнейшее понижение солидуса происходит при повышении $P_{H_2O}$ примерно до 4 кбар. Затем при увеличении $P_{H_2O}$ температура солидуса снижается слабо. Начиная с 17 кбар, солидус быстро поднимается в связи с началом распада альбита на кварц и жадеит и переходом кварца в коэсит (Бэрнем, 1970; Хитаров, Кадик, Малинин, 1971; Boeticher, Wyllie, 1968; Lambert, Wyllie, 1968; Merrill, Robertson, 1968; Wyllie, 1970); см. рис. 28 и 33.

Понижение температуры ликвидуса слюдяного гранита происходит быстро при повышении $P_{H_2O}$ до 3 кбар (примерно на 300°С), затем идет медленнее. При $P_{H_2O}=4$ кбар начинается повышение ликвидуса в связи с началом образования слюды (см. рис. 29, Бэрнем, 1970).

Силикатный ликвидус дацита при $P_{H_2O}=2$ кбар снижается примерно на 200°С по сравнению с сухим ликвидусом, причем это снижение сильнее, чем у андезитов (опыты Йодера; Brown, Schairer, 1967).

При $P_{H_2O} = 0{,}5$ кбар гаплогранитная эвтектика содержит 30% альбита, 31% ортоклаза, 39% кварца. При повышении $P_{H_2O}$ до 10 кбар она сильно обогащается альбитом, обедняясь ортоклазом и кремнеземом (56% альбита, 21% ортоклаза, 23% кварца; Luth, James, Tuttle, 1964; Platen, Höllner, 1966; Brown, Fyfe, 1970). Эта тенденция соответствует разному ходу кривых плавкости альбита, ортоклаза и кварца. Повышение $P_{H_2O}$ вызывает наибольшее понижение температуры плавления у альбита и наименьшее — у кварца (см. рис. 33), в связи с чем кварц и в меньшей мере ортоклаз становятся избыточными над эвтектикой.

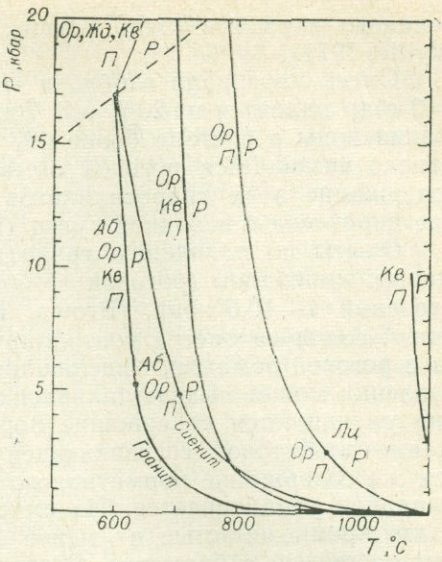



*Рис. 33.* Кривые начала плавления в системах, включающих щелочные полевые шпаты и кварц, с избытком воды (Merrill, Robertson, Wyllie, 1970).

Кв — кварц, Аб — альбит, Ор — ортоклаз, Л — лейцит, Жд — жадеит.

В водосодержащей гаплогранитной системе при повышении давления до 5 кбар в надсолидусной области зафиксировано сильное обогащение калием существенно ортоклазовой фазы, состав существенно альбитовой фазы изменяется при этом слабо и противоречиво (Seck, 1971 а).

При пересчете данных О. Таттла и Н. Боуэна для системы альбит — ортоклаз — кварц — вода устанавливается, что с давлением паров воды связаны положительной корреляцией $Al_2O_3$ ($r = 0{,}97$) и $Na_2O$ ($r = 0{,}78$) и отрицательной — $SiO_2$ ($r = -0{,}98$) и $K_2O$ ($r = -0{,}30$; Давиденко, Палкин, 1969).

При давлениях до 3 кбар над солидусом риолитов щелочного уклона (калиевых) с уменьшением содержания воды в опыте уменьшается и содержание калия в кристаллах щелочного полевого шпата, т. е. расплав обогащается ортоклазовым компонентом. Ликвидусной фазой при этих давлениях в присутствии воды оказывается калиевый полевой шпат, реже кварц (Gibbon, Wyllie, 1969).

Из расплава калий-натровых гранитов при сравнительно небольшом давлении паров воды ($P_{H_2O} = 0{,}5$ кбар) первыми кристаллизуются плагиоклаз и биотит, затем к ним присоединяется ортоклаз, а после кристаллизации 45% расплава — кварц. При более высоких $P_{H_2O}$ (1—3 кбар) к первовыделениям плагиоклаза, биотита и магнетита после кристаллизации менее 40% расплава присоединяется кварц, а после кристаллизации 50% расплава — ортоклаз. В расплаве калий-натрового обсидиана при тех же $P_{H_2O}$ сначала кристаллизуются плагиоклаз, биотит и магнетит, а позже — кварц; кристаллизация ортоклаза — более поздняя (Хитаров, Нагапетян, Лебедев, 1969; Нагапетян, 1972).

Из расплава дацита при $P_{H_2O} = 0{,}5$—3 кбар первыми кристаллизуются плагиоклаз, биотит, амфибол, магнетит. Биотит преобладает над амфиболом по объему. Суммарное количество биотита и амфибола в равновесии с расплавом уменьшается при снижении давления паров воды, и при $P_{H_2O} = 0{,}5$ кбар эти минералы практически отсутствуют. Кварц и ортоклаз кристаллизуются у солидуса (Хитаров, Нагапетян, Лебедев, 1969а; Нагапетян, 1972).

В расплавах тоналита и гранодиорита при $P_{H_2O} = 2$ кбар избыточными на значительном интервале кристаллизации ниже ликвидуса являются плагиоклаз и роговая обманка (Piwinskii, Wyllie, 1968). В расплаве гранодиорита при давлениях 2—3 кбар в присутствии

водяного пара возможно существование клинопироксена (Robertson, Wyllie, 1971).

Смесь материала габбро и гранита с 6,5 вес. % воды при $P_{общ}$ = =2 кбар плавится на 20% при 700°С и на 65% при 800°С. При содержании воды в системе более 6% пироксен в равновесии с расплавом нацело замещается роговой обманкой и биотитом, причем суммарное содержание этих гидросиликатов почти вдвое превосходит содержание пироксена в исходной смеси (Brown, 1970).

Опыты по плавлению гранита и диорита с добавками водосодержащих минералов (роговой обманки, биотита, мусковита) в интервале давлений 1—10,5 кбар (Brown, Fyfe, 1970) показали, что положение линий солидуса смесей контролируется границами устойчивости биотита и роговой обманки, выделяющих воду (см. рис. 31). При этом сброс давления может вызвать плавление. В первовыплавках с ростом давления уменьшается содержание нормативного кварца, возрастает содержание альбитовой составляющей и слабо уменьшается или остается тем же содержание нормативного ортоклаза; общая щелочность первовыплавок увеличивается. Из смесей с роговой обманкой получаются более кремнеземистые и менее богатые ортоклазом первовыплавки, чем из смесей с биотитом. Состав первовыплавок из смесей с роговой обманкой смещен к альбит-кварцевой стороне гаплогранитовой системы, т. е. имеет гранодиоритовый профиль. Состав выплавок из смесей с мусковитом гранитный, уклоняется в сторону сечения ортоклаз — кварц.

При частичном плавлении низкомагниевого калиевого чарнокитового монцонита с добавкой 1—2 вес. % воды при $P_{общ}$ = 1—2 кбар получаются субщелочные гранитоидные калиевые выплавки с нормальным содержанием глинозема, но не агпаитовые (Brown, Bowden, 1973).

Мусковитовый (высокоглиноземистый) гранит при давлениях до 15—17 кбар при разных содержаниях воды сохраняет на ликвидусе только корунд или кианит, к которым при понижении температуры присоединяется кварц, затем мусковит, а вблизи солидуса — плагиоклаз, гранат и калишпат. При 18—35 кбар и избытке воды ликвидусным минералом оказывается кианит, к которому при понижении температуры присоединяются коэсит или кварц, затем мусковит и у солидуса жадеит (Huang, Wyllie, 1973).

Биотитовый парагнейс с высоким исходным содержанием плагиоклаза (40 вес. %) при $P_{H_2O}$ = 2 кбар начинает плавиться около 675°С, при 840°С расплавляется примерно на 94%. В ходе плавления весь калиевый полевой шпат исчезает при 700°С, затем исчезают кварц (при 760°С) и плагиоклаз и биотит (при 840°С). При повышении температур в субсолидусе содержание анортита в плагиоклазе уменьшается, а над солидусом — увеличивается. Первовыплавка обогащена ортоклазовым компонентом по сравнению с составом гнейса (Steuhl, 1962).

Плавление мусковит-плагиоклаз-кварцевых песчаников и кальцийсодержащих глин при $P_{H_2O}$ = 2 кбар (после превращения их в высокотемпературную ассоциацию кристаллического сланца) начинается при 700—750°С с выплавки кварца и калишпата и одновременного расплавления части плагиоклаза и других салических фаз (силлиманита, муллита). С повышением температуры интенсивнее вовлекается в плавление плагиоклаз. При этом с расплавом с начала и до конца исследованного интервала плавления (775°С) сосуществует железомагниевая фаза (кордиерит). Основность плагиоклаза, равновесного с расплавом, при повышении температуры возрастает (Винклер, Платен, 1968).

Таким образом, при умеренном повышении давления паров воды в низкоплавких кислых котектиках возрастает полевошпатовая сумма (за счет альбита и анортита, при уменьшении ортоклаза) и уменьшается содержание кремнезема.

При давлениях 18—30 кбар в присутствии воды ликвидус риодацита и риолита заметно ниже, чем у андезита, в то время как в сухих условиях соотношение температур ликвидуса обратное (Т. Грин, Рингвуд, 1968; T. Green, Ringwood, 1972; Stern, Wyllie, 1973). В присутствии воды при 18—30 кбар окололиквидусной фазой дацита и риодацита становится гранат. Сопутствующий ему ниже ликвидуса кварц угнетен. В близсолидусной области к этим фазам добавляются пироксен и кианит. Гранат при 11—27 кбар обогащен гроссуляровой составляющей. В риолите ликвидусной фазой остается кварц, и лишь при содержаниях воды более 5 вес. % на ликвидусе появляется гранат (см. рис. 30).

В системе альбит — ортоклаз — кварц с избытком воды при $P_{H_2O} \geqslant$ $\geqslant$17 кбар (Merrill, Robertson, Wyllie, 1970) в связи с распадом альбита на жадеит и кварц и повышенной устойчивостью кварца на интервале частичного плавления в расплавах повышена полевошпатовая сумма, а в первовыплавках — отношение калия к натрию (из-за устойчивости жадеита у солидуса). Содержание кварца в исходной смеси может быть небольшим (порядка 10%). Аналогичные эффекты сохраняют силу для реальных составов кислого вулканического стекла и липарита при частичном насыщении водой и общем давлении более 20 кбар (Наседкин, Геншафт, 1971; Хитаров, Кадик, Малинин, 1971). В кислом вулканическом стекле при повышении давления от 20 до 36 кбар равновесный с расплавом вблизи солидуса ортоклаз заменяется жадеитом (Наседкин, Геншафт, 1971). Следовательно, тенденция обогащения наиболее низкоплавких кислых котектик плагиоклазовыми компонентами и обеднения их ортоклазом и кремнеземом в присутствии воды нарушается при весьма высоких давлениях в зоне устойчивости граната, жадеита и силикатов алюминия.

Почти точное соответствие количества кислой выплавки сумме исчезающих при этом кварца и полевых шпатов (Steuhl, 1962; Platen, Höllner, 1966; Винклер, Платен, 1968; Brown, 1970) показывает, что гранитоидная выплавка определяется низкоплавкой кварцево-полевошпатовой котектикой. Последнее хорошо выражается и в кинетике кислых выплавок (рис. 34). Вначале прирост объема расплава при повышении температуры идет очень быстро (что соответствует выплавлению эвтектоидной смеси кварц—калишпат—кислый плагиоклаз), а затем — гораздо медленнее (плавление котектики плагиоклаз — кварц). Эта кинетическая особенность подтверждена кристаллизацией расплавов гранитов и дацита (Хитаров, Нагапетян, Лебедев, 1969а, б; Нагапетян, 1972).

Контактный (эвтектоидный) характер плавления на границах кварца с плагиоклазом и калишпатом в гнейсах и гранулитах недавно показан прямыми экспериментами (Mehnert, Büsch, Schneider, 1973).

Х. Винклером и Х. Платеном (Винклер, Платен, 1968; Winkler, 1966) подчеркивалось, что относительное постоянство составов выплавок гранитов, полученных из субстратов неодинакового состава и при неодинаковом режиме летучих,

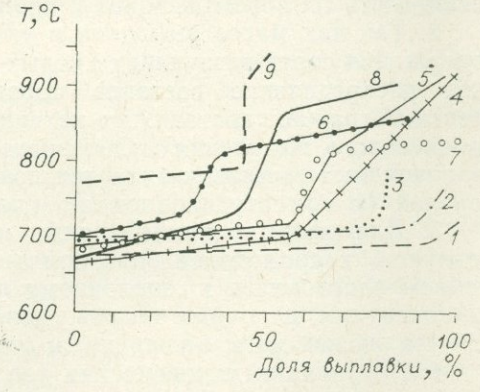



*Рис. 34.* Кривые хода плавления пород и смесей кислого и кварцево-сиенитового состава при давлении 2 кбар ($P_{H_2O} \sim P_{общ}$).

*1* — обсидиан липаритовый (Platen, 1965); *2* — риолит (Gibbon, Wyllie, 1969); *3* — гнейс (Platen, Höller, 1966); *4* — дацит (Хитаров, Нагапетян, Лебедев, 1969); *5* — гранодиорит (Robertson, Wyllie, 1971); *6* — гранодиорит (Gibbon, Wyllie, 1969); *7* — кварцевый монцонит (Gibbon, Wyllie, 1969); *8* — кварцевый сиенит (Robertson, Wyllie, 1971); *9* — кварцевый сиенито-диорит (Robertson, Wyllie, 1971).

можно объяснить именно котектическим фракционным выплавлением щелочного полевого шпата, кварца и плагиоклаза из метаморфитов. Редкость палингенных аплитовых выплавок ими объясняется тем, что в плагиоклазсодержащих субстратах выплавление более простой и самой низкотемпературной кварцево-щелочнополевошпатовой (аплитовой) котектики очень ограничено по объему. Устойчивая аплитовая котектика может существовать при нормативных отношениях альбит/ортоклаз в субстрате меньших, чем 0,4.

На этапе выплавления или кристаллизации кварцево-плагиоклазовой котектики (с примесью темноцветных минералов) состав расплава в калийсодержащих системах гранитоидного состава соответствует гранодиорит-тоналиту (или дациту).

Грубо аналогичен дацитам или соответствует гранофирам состав расплава на стадии выплавления или кристаллизации кварцево-плагиоклазовой котектики из пород базальтоидного состава, содержащих нормативный кварц (данные приведены при характеристике базальтоидных котектик). При насыщенности водой возможны выплавки, близкие к риолитовым. Так, начальная выплавка из базальта при $P_{H_2O} = P_{общ} = 5$ кбар имеет кварцево-полевошпатовый нормативный состав с низкими содержаниями титана и железа и очень низким магния (Tuthill, 1972).

При повышении давления в сухих условиях в базальтоидных породах с нормативным кварцем начало кристаллизации кварцево-плагиоклазовой котектики смещается в сторону плагиоклаза. Так как состав плагиоклаза, равновесного с расплавом, при повышении давления становится более кислым, состав расплава в начале кристаллизации этой котектики будет более основным, чем при атмосферном давлении.

Приходим к следующим выводам.

1. При повышении температур систем, способных давать гранитоидные выплавки, низкоплавкая гранитная котектика плагиоклаз — калишпат — кварц сменяется более высокотемпературной кислой котектикой плагиоклаз — кварц, а затем котектикой плагиоклаз — темноцветные. Поэтому ряд составов магм аплит — гранит (риолит) — гранодиорит (дацит) — кварцевый диорит (андезит) может рассматриваться как ряд, отражающий повышение температур магмообразования (интенсивности теплового потока) и продвинутость плавления.

2. Так как масса выплавок в указанном ряду составов зависит от содержания соответствующих кислых котектик в субстратах, статистическое распределение составов пород кислой группы до некоторой степени отражает состав этих исходных субстратов (особенно в случае продвинутого плавления). Основным условием массового образования гранитоидных выплавок является повышенное содержание в глубинных породах (к моменту плавления) свободного кремнезема и щелочей.

3. Для формирования кислых магм с высоким содержанием нормативного кварца более благоприятны субстраты с повышенным отношением плагиоклаза к щелочному полевому шпату. В зонах, богатых компонентами щелочных полевых шпатов, более предпочтительно образование кислых магм с умеренным содержанием свободного кремнезема.

4. Под влиянием повышения давления как в сухих условиях, так и в присутствии воды (до давлений 15—20 кбар) состав низкоплавких выплавок в силу изменения фазовых соотношений и состава минералов в кислых котектиках обогащается глиноземом, натрием и кальцием (компонентами плагиоклаза), фемическими составляющими и обедняется кремнеземом.

Таким образом, при кристаллизации или парциальном плавлении с глубиной состав самых низкотемпературных выплавок должен изменяться от аплитового, гранитного или риолитового к плагиогранитовому, гранодиоритовому (дацитовому) и кварцево-диоритовому. Этим обстоятельством может быть объяснен тот факт, что в большинстве

гранитоидов в фациях становления, а также кислых лав плагиоклаз оказывается в избытке над котектикой плагиоклаз — калишпат — кварц.

5. Условия высоких давлений при низкой водонасыщенности (ввиду изменения составов низкоплавких гранитоидных котектик в сторону понижения кремнекислотности, повышения общей щелочности и меланократовости) неблагоприятны для образования сильно пересыщенных кремнеземом кислых расплавов. Поэтому в принципе уменьшается возможность образования таковых с глубиной — к подошве материковой коры и подкоровым слоям. В частности, на этих уровнях затруднено образование сильно пересыщенных кремнеземом настоящих кислых расплавов в качестве «петрогенетических остатков» базальтоидной магмы. Для высоких давлений, так же, как и для низких, остается справедливым указание Т. Барта (Barth, 1966) на то, что кислые расплавы, попадающие в поле избытка кварца в системе анортит — альбит — ортоклаз — кварц, не могут рассматриваться как остаточные расплавы от кристаллизации базальтоидной магмы.

6. Уменьшение водонасыщенности субстратов, способных давать кислые выплавки, способствует росту в последних отношения калия к натрию. С этой точки зрения для выплавления высококалиевых кислых магм более благоприятны бедные водой глубинные зоны (например, гранулитовая), нежели богатые (амфиболитовая и более высокие).

7. Формирование малоглиноземистых и высокощелочных (агпаитовых) кислых магм комендитового и пантеллеритового уклонов, дающих практически бесплагиоклазовые породы с умеренной пересыщенностью кремнеземом, нельзя объяснить непосредственным формированием из базальтоидных магм или прямым выплавлением из субстратов, богатых модальным плагиоклазом. В зоне устойчивости плагиоклазов оптимальной генетической моделью для этих магм может быть ограниченное плавление субстратов сиенито-гранитного состава без перегрева над кварцево-щелочнополевошпатовой эвтектикой. Для выплавления этих редких магм (особенно комендитовых) могут быть благоприятны глубины порядка 50—60 км (17—20 кбар) или немного больше, где теряют устойчивость плагиоклазы, заменяясь ассоциацией жадеита, силикатов алюминия, кварца и, возможно, граната. Эта минеральная ассоциация характерна для гранулитовой зоны низов материковой коры или верхов верхней мантии.

8. Тем обстоятельством, что при уменьшении давления (подъеме магм) кварц в субкислых и кислых расплавах перестает быть ликвидусным минералом (и кремнезем обогащает расплав), объясняется редкость кислых порфировых пород, содержащих во вкрапленниках только кварц без полевого шпата. Этим же объясняется и обычная резорбированность вкрапленников кварца, гораздо более частая, чем у полевых шпатов. Случаи преобладания кварца над полевым шпатом во вкрапленниках следует считать важным указанием на то, что магма образовалась путем плавления обогащенного свободным кремнеземом кислого субстрата.

9. Если основным источником водного флюида, ускоряющего начало плавления, служат амфиболы и слюды, то появление кислых выплавок может вызываться сбросом давления.

10. При подъеме кислых магм (с понижением общего давления, парциального давления паров воды и температуры) основной тенденцией их фракционирования должна быть высадка плагиоклазов и темноцветных и обогащение остаточных расплавов кремнеземом и щелочами с возможным образованием комплементарных диоритовых обособлений. Ассимиляция компонентов плагиоклаза и темноцветных затруднена. Более вероятна ассимиляция щелочей (особенно калия) и кремнезема (так как при уменьшении давления возрастает возможность вхождения кремнезема в кислый эвтектоидный расплав).

*Котектическая основа формирования магм щелочносалической группы*

Составы магматических пород щелочносалической группы (сиенитов — трахитов, щелочных сиенитов — фонолитов) приблизительно отвечают стехиометрическим соотношениям натриевого и калиевого полевого шпата, нефелина и лейцита в низкоплавких частях искусственной системы нефелин — кальсилит — кремнезем (см. рис. 32), не пересыщенных или слабо пересыщенных кремнеземом (Schairer, Bowen, 1935; Yoder, Stewart, Smith, 1957; Tuttle, Bowen, 1958; Шерер, 1952; Заварицкий, Соболев, 1961; Смит, 1968).

Альбит и ортоклаз в сухих системах обладают полной изоморфной смесимостью (анортоклазы), но в присутствии воды приобретают способность давать раздельные фазы (Боуэн, Таттл, 1952; Yoder, Stewart, Smith, 1957; Tuttle, Bowen, 1958; Seck, 1971a).

Пределы существования кислого плагиоклаза на глубине определяются переходом альбит = жадеит + кварц в присутствии воды при 17—20 кбар, а в сухих условиях при 33 кбар (Millhollen, Wyllie, Burnham, 1971).

Калиевый полевой шпат может сохранять устойчивость в сухих условиях до 60 кбар и 1000°С, а в присутствии воды — до 20 кбар в широком интервале температур, переходя при более высоких давлениях в гидратированную фазу (Seki, Kennedy, 1964).

Нефелин в смеси с альбитом в интервале температур 900—1250°С сохраняет устойчивость до 18—25 кбар, замещаясь при дальнейшем повышении давления жадеитом.

При малых $P_{H_2O}$ на глубине может быть устойчив лейцит, который в сухих системах сохраняется примерно до 19 кбар (Lindsley, 1966b; Luth, 1967b).

В сечении альбит — ортоклаз линия ликвидуса имеет седлообразное углубление и наиболее низкоплавкая смесь содержит 65 вес. % альбита и 35 вес. % ортоклаза, что отвечает составам большинства сиенитов (Тернер, Ферхуген, 1961; Morse, 1968b, и др.).

Сечение альбит — ортоклаз, соответствующее критическому насыщению кремнеземом, является температурным барьером между минимумами, отвечающими эвтектикам щелочной полевой шпат — кремнезем и щелочной полевой шпат — нефелин (лейцит).

В недосыщенной кремнеземом части систем диопсид — нефелин — кальсилит — кремнезем установлен температурный минимум (ниже 1020°С), отвечающий котектике нефелин — лейцит — щелочной полевой шпат — диопсид — расплав, аналогичной лейцитовому фонолиту и содержащей меньше 5 мол. % диопсида (Sood, Platt, Edgar, 1970).

Составы нефелиновых сиенитов и фонолитов попадают в область эвтектики щелочной полевой шпат — нефелин — (лейцит) (Роненсон, 1964; Carmichael, 1964; Hamilton, McKenzie, 1965, и др.).

Состав нефелиновых сиенитов и фонолитов в отношении содержания кремнезема, глинозема, железа и суммы щелочей аналогичен эвтектике нефелин — альбит — акмит — дисиликат натрия, которая содержит около 10 вес. % акмита и плавится при атмосферном давлении при 715°С. В присутствии железа (в системе $Na_2O — Al_2O — Fe_2O_3 — SiO_2$) термический барьер на границе между областями пересыщенных и недосыщенных кремнеземом салических составов сохраняется, причем нефелинсодержащая эвтектика оказывается более низкоплавкой, чем кварцсодержащая (Бейли, Шерер, 1970). Эвтектика щелочной полевой шпат — нефелин — лейцит при атмосферном давлении имеет более высокую температуру (1020°С), чем эвтектика щелочной полевой шпат — кремнезем (975°С), но в присутствии воды это соотношение изменяется на обратное (соответственно 635±3 и 645°С)

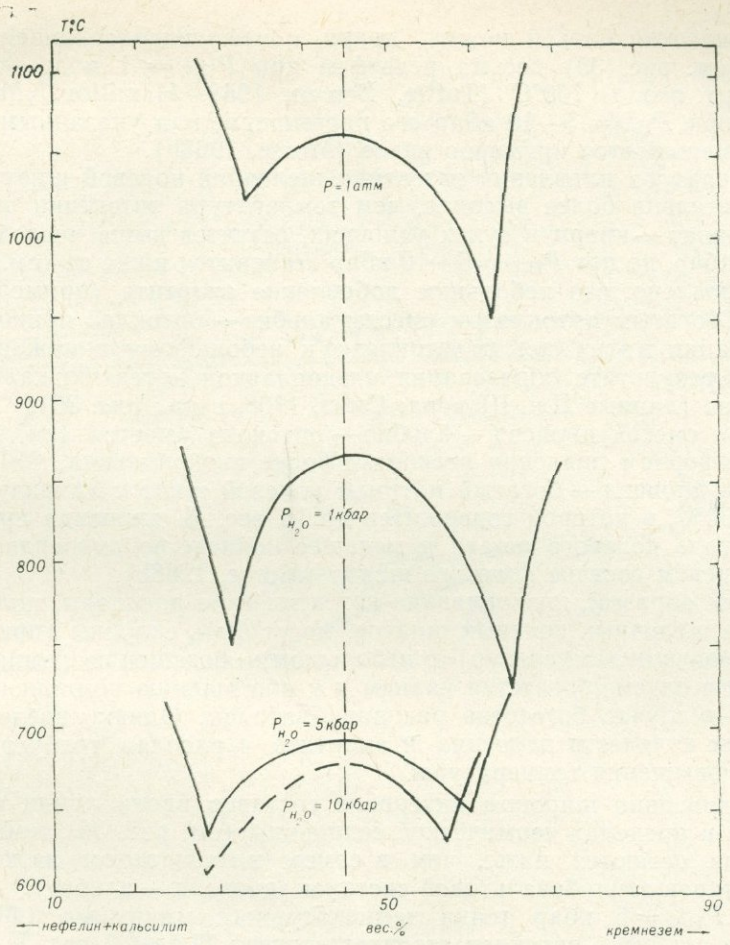



*Рис. 35.* Сечение поверхностей ликвидуса в направлении (нефелин+ +кальсилит)—кремнезем, по данным О. Таттла, Н. Боуэна, Дж. Шерера, У. Лутца, Р. Джанса, Д. Гамильтона, У. Маккензи, С. Морзе (Morse, 1968b).

при $P_{H_2O}$= 5 кбар (Morse, 1968a; рис. 35). При этом температура эвтектики альбит — ортоклаз составляет 703±2°C (Morse, 1968a).

Термический барьер, идущий вдоль линии альбит — ортоклаз, не исчезает в присутствии воды и углекислоты до высоких давлений (Wyllie, Watkinson, 1970), и лишь при $P_{H_2O} \approx 17$ кбар (Merrill, Robertson, Wyllie, 1970) он пропадает.

Температуры плавления смесей альбит — ортоклаз и эвтектоидных смесей щелочной полевой шпат — нефелин так же, как точка плавления эвтектики щелочные полевые шпаты — кварц, резко понижаются по сравнению с сухой системой при небольшом повышении $P_{H_2O}$ (на 200°C при повышении $P_{H_2O}$ до 5 кбар; Tuttle, Bowen, 1958; Hamilton, McKenzie, 1965; Merrill, Robertson, Wyllie, 1970). Затем снижение температур плавления при том же шаге $P_{H_2O}$ уменьшается (Morse, 1968b; Merrill, Robertson, Wyllie, 1970).

При $P_{H_2O}$=17 кбар в связи с распадом альбита на жадеит и кварц минеральная ассоциация альбит — ортоклаз превращается в ассоциацию жадеит — кварц — ортоклаз, как и гаплогранитная ассоциация (Merrill, Robertson, Wyllie, 1970).

При давлениях до 17 кбар солидус гаплосиенитовой системы альбит — ортоклаз — вода остается всегда выше, чем солидус гаплогранитной (Merrill, Robertson, Wyllie, 1970; см. рис. 33).

Термический барьер между кварц- и нефелинсодержащей эвтектиками (см. рис. 35) весьма рельефен при $P_{H_2O} = 1$ кбар — перепад температур около 100°С (Tuttle, Bowen, 1958; Hamilton, McKenzie, 1965), а при $P_{H_2O} = 5$—10 кбар его превышение над указанными эвтектиками уменьшается примерно вдвое (Morse, 1968b).

Температура плавления эвтектики щелочной полевой шпат — нефелин значительно более высокая, чем температура эвтектики щелочной полевой шпат — кварц в сухих условиях, остается выше последней при $P_{H_2O} = 1$ кбар, но при $P_{H_2O} = 5$—10 кбар становится ниже ее (см. рис. 35).

Установлено, что небольшое добавление анортита (примерно до 5 вес. %) к богатым ортоклазом смесям альбит — ортоклаз приводит (при преобладании в этих смесях ортоклаза) к небольшому понижению ликвидуса в результате образования низкоплавкой котектики калишпат — плагиоклаз (данные Дж. Шерера; Смит, 1968, и др.; рис. 36).

Среди смесей диопсид — альбит — ортоклаз имеется (см. рис. 36) при атмосферном давлении несколько более низкоплавкая, чем альбит, котектика диопсид — богатый натрием полевой шпат с ликвидусом при 1070—1130°С, в которой содержится до 10 вес. % диопсида при натриевом составе полевого шпата и меньшее количество диопсида при калий-натриевом составе полевого шпата (Morse, 1968b).

Таким образом, низкоплавкие котектические расплавы, получаемые на основе щелочных полевых шпатов, могут быть склонны (при небольшом повышении температур) к небольшому обогащению компонентами анортита в случае богатства калием и к обогащению компонентами диопсида — в случае богатства расплава натрием. Однако введение значительных количеств диопсида и анортита в расплав требует существенного повышения температуры.

На довольно широком интервале составов вдоль линии альбит — ортоклаз в пределах термической седловины (см. рис. 36) температуры плавления остаются ниже, чем в самом низкоплавком из котектических составов гаплобазальтовой системы (диопсид — альбит).

При $P_{H_2O} = 5$ кбар точка температурного минимума (эвтектика) на линии альбит — ортоклаз отвечает составу 71,5±0,5 вес. % альбита и 28,5±0,5 вес. % ортоклаза, т. е. наиболее низкоплавкий состав обогащается альбитом по сравнению с сухой системой при атмосферном давлении (Morse, 1968a).

В системе альбит — ортоклаз — анортит — вода при давлениях 0,5 — 1 кбар и температурах 650—900°С (Seck, 1971b) температура и давление оказывают противоположное влияние на распределение трех компонентов в сосуществующих полевых шпатах (плагиоклаз± ±санидин). С повышением температуры в санидине уменьшается содержание ортоклазовой и увеличивается — альбитовой составляющей. Следовательно, наиболее высокое отношение калия к натрию в расплаве должно быть вблизи солидуса.

В системе альбит — ортоклаз — анортит — вода при давлении 1 кбар (см. рис. 36; James, Hamilton, 1969) расплав на низкотемпературной части котектической линии щелочной полевой шпат — плагиоклаз обогащается калием по сравнению с сухим расплавом при 1 атм (данные Дж. Шерера; Смит, 1968); на более высокотемпературном конце той же котектической линии расплав обогащается анортитовым компонентом.

Состав низкоплавкой котектики щелочной полевой шпат — нефелин при повышении $P_{H_2O}$ обогащается щелочами и одновременно глиноземом (см. рис. 35).

В недосыщенной кремнеземом части поля щелочных полевых шпатов (ниже линии альбит — ортоклаз; см. рис. 32) при атмосферном давлении с уменьшением кремнезема содержание ортоклаза в наиболее низкоплавкой смеси (в термальном желобе) остается примерно постоянным, а содержание альбита увеличивается. Однако при $P_{H_2O} = 5$ кбар

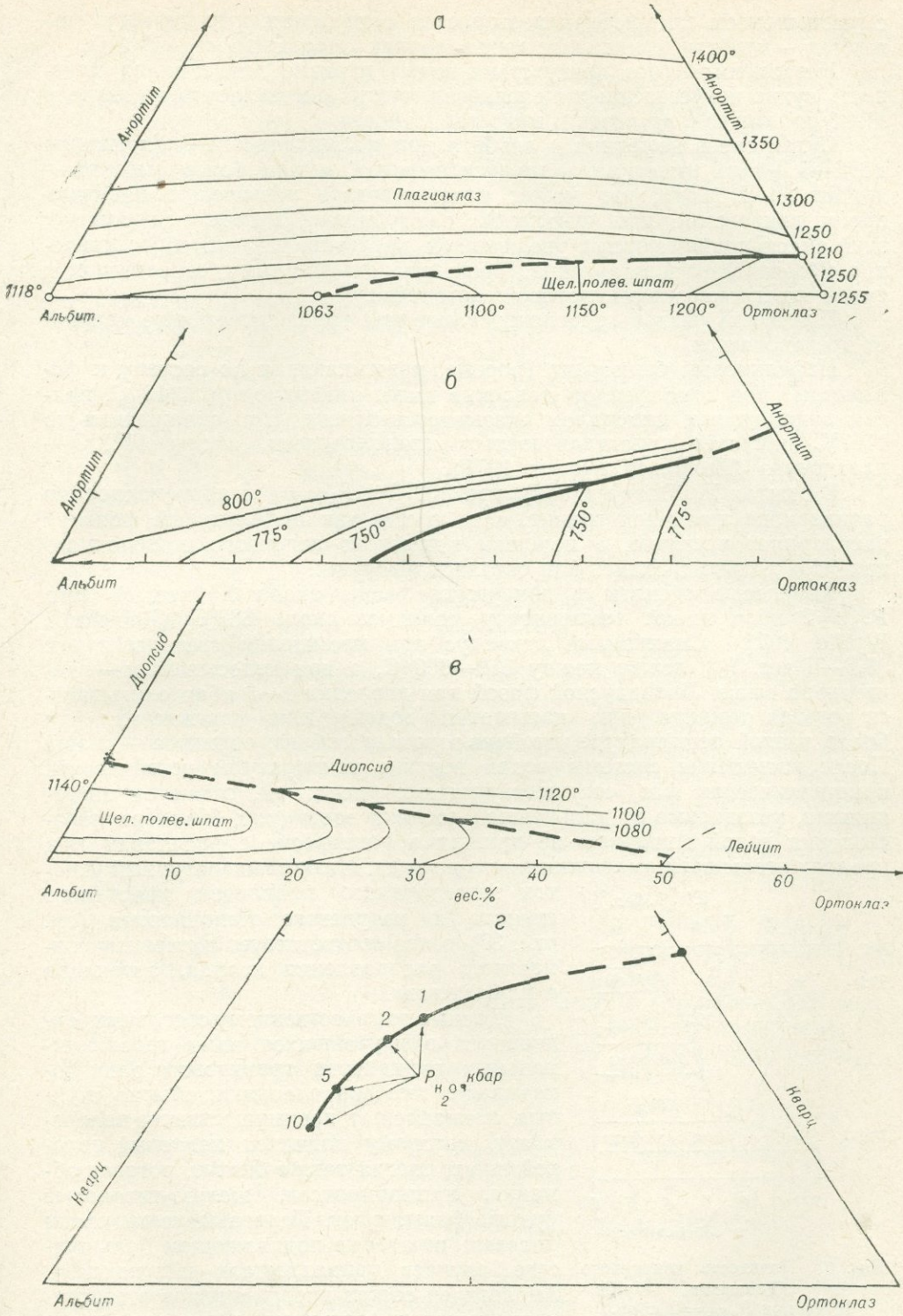



*Рис. 36.* Поверхности ликвидуса и котектические линии для щелочносалических систем.

Для части системы щелочной полевой шпат — плагиоклаз: *а* — при $P$=1 атм (по даным Дж. Шерера; Смит, 1968); *б* — при $P_{общ}=P_{H_2O}$=1 кбар (James, Hamilton, 1969); *в* — для части системы щелочной полевой шпат — диопсид при $P$=1 атм (Morse, 1968b); *г* — для части системы кварц — альбит — ортоклаз — анортит при $P_{H_2O}$=1—10 кбар (Winkler, Lindemann, 1972).

с уменьшением кремнезема повышается содержание ортоклаза и уменьшается — альбита в наиболее низкоплавких смесях (Morse, 1968a).

Независимое (без присутствия воды) влияние давления на плавкость сухих искусственных щелочносалических систем почти не изучено ввиду их высокой вязкости и метастабильности.

Сухая смесь нефелина и альбита при малых давлениях (примерно до 2—3 кбар) имеет на ликвидусе нефелин, а при более высоких — альбит (Bell, 1964), что может способствовать повышению щелочности и глиноземистости выплавок с глубиной. Ликвидус и солидус этой смеси поднимаются с увеличением давления, так что сброс давления может вызвать плавление. Последнее, по-видимому, относится и к сухой *плагиоклаз-калишпатовой котектике*.

Плавкость реальных щелочносалических пород только еще начинает исследоваться.

Нефелиновый бенмореит (порода, примыкающая по составу к фонолитам) при атмосферном давлении имеет ликвидус при 1119° С, причем ликвидусным минералом оказывается оливин. При охлаждении до 1107°С начинает кристаллизоваться клинопироксен, а при 1058°С — *плагиоклаз* (Thompson, Flower, 1971).

В опытах Ж. Виара (1964) при 800°С и $P_{H_2O}$ = 1,5 кбар полностью расплавился щелочной гранит, в то время как нефелиновый фонолит расплавился частично, а порошки известково-щелочного и щелочного трахитов только спеклись или остались рыхлыми.

Кварцевые сиениты в присутствии воды около 0,5 вес. % при $P_{общ}$ = 2 кбар имеют температуру солидуса около 680°С (Robertson, Wyllie, 1971). Силикатный ликвидус при насыщении системы водой (3,5—5 вес. %) лежит между 870—900° С, а при недосыщении — значительно выше. Ликвидусной фазой при давлении 1—3 кбар оказывается роговая обманка (при насыщении водой) или плагиоклаз; при более низкой температуре устойчив ортоклаз и вблизи солидуса — кварц. После насыщения системы водой верхние температуры устойчивости кристаллических фаз, сосуществующих с расплавом, остаются постоянными, независимо от дальнейшей добавки воды (рис. 37). При недосыщении водой минералы не пришли в равновесие с расплавом при продолжительности выдержки почти до года. Низкотемпературный участок эвтектоидного плавления кварцевого сиенита и кварцевого сиенодиорита (см. рис. 37) точно соответствует интервалу совместного расплавления кварца, ортоклаза и плагиоклаза.

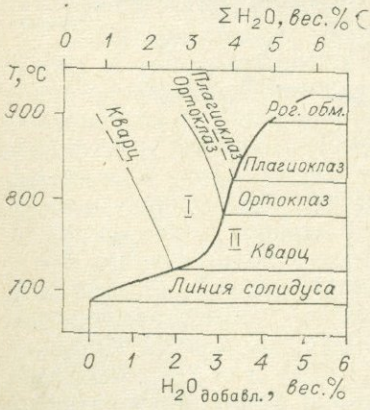



*Рис. 37.* Плавкость кварцевого сиенита (Robertson, Wyllie, 1971) при $P_{общ}$ = 2 кбар.

Для минералов показаны верхние температурные границы устойчивости. В поле недосыщения водой кроме указанных минералов присутствуют клинопироксен, роговая обманка, биотит, магнетит.
I — поле недосыщения водой (отсутствует пар), II — поле пересыщения (есть пар).

Данные по качественному составу вкрапленников в изучавшихся нами геосинклинальных вулканитах трахитового ряда показывают, что вкрапленники, обычно скудные, принадлежат преимущественно плагиоклазу, которому подчинен калиевый полевой шпат, иногда также биотит, роговая обманка, клинопироксен, железо-титановые рудные фазы, сфен. Первовыделения среди полевых шпатов в подавляющем большинстве случаев принадлежали плагиоклазу. Аналогичен состав вкрапленников в геосинклинальных и орогенных лавах трахит-латитового ряда на Урале (Штейнберг, Еремина, 1962 г.; Штейнберг, 1964), в центральной и восточной частях Алтае-Саянской области (Лучицкий, Анатольева, Балицкий и др., 1966, и др.), в Забайкалье.

Из изложенных данных по щелочносалическим котектикам вытекает ряд петрогенетических выводов.

1. Составы щелочносалических вулканических пород контролируются стехиометрическими соотношениями главных минералов (или миналов в случае повышенной взаимной смесимости), характерными для низкоплавких эвтектоидных смесей щелочных полевых шпатов и непосредственно сопряженной с ними эвтектики щелочной полевой шпат — нефелин.

Выплавки фонолитового и трахитового составов возможны лишь на основе субстратов, в которых обильны глинозем и щелочи и отсутствует или скуден свободный кремнезем. В присутствии свободного кремнезема из высокощелочных и высокоглиноземистых масс должна выплавляться (пока не исчезнет кварц) кварцево-полевошпатовая эвтектика, более низкоплавкая, чем котектика плагиоклаз — ортоклаз.

2. Повышение общего давления до величин, соответствующих глубинам 50—60 км и несколько больше, благоприятно для обогащения щелочносалических выплавок щелочами (особенно калием) и глиноземом и обеднения их кремнеземом.

3. В обычных щелочносалических магмах (трахитовых без нормативного кварца) при подъеме на меньшие глубины (с уменьшением общего давления, температуры и потерей воды) отсадка кристаллов должна сопровождаться обогащением расплавов кремнеземом и обеднением их глиноземом, кальцием и щелочами. Этим объясняется, в частности, тот факт, что в трахитах и латитах выделения кислого плагиоклаза обычно образуются раньше калишпатовых.

При частичной кристаллизации трахито-латитовых магм на подъеме возможны аккумулятивные образования сиенито-диоритового и габбро-сиенитового составов.

В сильно недосыщенных кремнеземом щелочносалических магмах (фонолитовых) указанные тенденции изменения содержаний кремнезема, глинозема и суммарной щелочности в расплавах мало вероятны, так как в области низкоплавких составов от линии альбит — ортоклаз до эвтектики щелочной полевой шпат — нефелин снижение давления и температуры сопровождается диаметрально противоположным изменением содержаний этих компонентов по сравнению с трахитовыми магмами.

4. Основной тенденцией ассимиляции при подъеме обычных щелочносалических (трахитовых) магм должно быть поглощение из боковых пород кремнезема.

5. При незначительном содержании воды в субстратах, не содержащих свободного кремнезема и богатых щелочнополевошпатовой или нефелин-щелочнополевошпатовой котектикой, появлению щелочносалических выплавок может способствовать сброс давления.

## *ОТРАЖЕНИЕ МИНЕРАЛЬНЫХ ФАЦИЙ ГЛУБИННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ БАЗАЛЬТОВЫХ МАГМ В СИСТЕМЕ КОРРЕЛЯЦИОННЫХ СВЯЗЕЙ МЕЖДУ ПОРОДООБРАЗУЮЩИМИ ЭЛЕМЕНТАМИ*

Основным способом, с помощью которого устанавливаются физико-химические условия существования минералов на глубине и проверяется соответствие между экспериментальной и природной минералогией магмообразующих субстратов и кристаллических фаз в глубинных магмах, является, как известно, сравнение составов и соотношений искусственных минералов, полученных при известных физико-химических параметрах, с составами и соотношениями минералов в ксенолитах, ксенокристаллах и фенокристаллах вулканических магм.

Здесь мы остановимся на возможном косвенном способе выяснения качественного минерального состава субстратов и глубинных минеральных ассоциаций в магмах.

Идея способа состоит в том, что при котектическом выплавлении расплавов и частичном переходе в эти расплавы минералов, избыточных над низкоплавкой котектикой, петрохимический состав расплавов должен в той или иной мере определяться стехиометрическими соотношениями расплавленных глубинных минералов. Эти количественные соотношения глубинных минералов могут проявиться, в частности, в корреляционных связях между породообразующими элементами магматических пород.

Имея статистические данные о составе главнейших минералов в глубинных субстратах и магмах и задаваясь предположениями о наборе главных («магмообразующих») минералов и о самых общих условиях вовлечения их в частичное плавление и кристаллизацию, можно легко вывести знак корреляционной связи между петрохимическими компонентами и даже оценить полуколичественно силу этой связи. Условия вовлечения минералов в плавление и кристаллизацию для этих целей достаточно представить как случайные, при которых минералы взятого набора содержатся в разных участках исходного субстрата в меняющихся количественных соотношениях и в результате вариаций интенсивных физико-химических факторов вовлекаются в парциальное плавление и частичную кристаллизацию тоже в меняющихся соотношениях. Приемлемы любые комбинации совместного (котектического) и опережающего плавления или кристаллизации взятых «магмообразующих» минералов. В магмах при этом будет устанавливаться положительная корреляция между элементами, которыми обогащена одна и та же минеральная фаза, и отрицательная корреляция между элементами, обогащающими разноименные минералы. Чем больше разница в содержаниях элемента между этими минералами, тем сильнее для него должны быть корреляционные зависимости с другими элементами в магмах.

Наборы глубинных минералов, контролирующие формирование базальтоидных, а также пироксенитовых магм в разных зонах глубинности, описаны нами выше. Здесь для нас важно рассмотреть следующие принципиально важные упрощенные ситуации (модели): 1) плагиоклаз+ +клинопироксен+расплав (габбровая фация); 2) шпинель+клинопироксен+расплав (фация шпинелевого пироксена); 3) гранат+клинопироксен+расплав (эклогитовая фация); 4) ортопироксен+клинопироксен+расплав (с инконгруэнтным плавлением ортопироксена); 5) ортопироксен+клинопироксен+расплав (с конгруэнтным плавлением ортопироксена); 6) оливин+пироксены. Четыре первые модели могут иметь непосредственное отношение к формированию базальтовых и лейкобазальтоидных магм, две последние — к генерации пикрито-базальтовых и пироксенитовых магм при температурах, превышающих низкоплавкие базальтовые котектики, в системах ультраосновного состава.

Распределение породообразующих элементов между фазами, приемлемое для указанных моделей, приведено в отдельной работе (Белоусов, Кутолин, Фролова, 1974) и здесь не повторяется.

В табл. 44 выписаны знак и сила корреляционных связей между породообразующими элементами, выведенные теоретически на основе принятых данных и предположений. При этом последовательность систем в столбцах 2—7 соответствует смене минеральных фаций выплавления и фракционирования магм от глубинных (мантийных) к коровым при подъеме фронта магмообразования и (или) при подъеме магмы. Это обстоятельство открывает некоторую возможность предсказать характер изменения корреляционных связей между элементами в базальтоидных магмах при подъеме.

Таблица 44

*Теоретически ожидаемые парные корреляции между элементами в выплавках и фактические линейные корреляции в базальтах*

| Пары элементов | | Ожидаемые парные корреляции в сериях расплавов для упрощенных моделей минеральной среды (минеральных фаций) | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | оливин и пироксены | ортопироксен и клинопироксен | | гранат и клинопироксен | шпинель и клинопироксен | плагиоклаз и клинопироксен |
| | | | с конгруэнтным плавлением ортопироксена | с инконгруэнтным плавлением ортопироксена | | | |
| Si | Ti | + | — | 0 | 0 | 0 | — |
| | Al | [+] | — | [0] | (—)C | (—)C | [+] |
| | Fe | — | + | 0 | [—]C | — | — |
| | Mg | (—)C | [+] | (—) | (—) | [0] | (—) |
| | Ca | [+]C | (—) | (—) | [+] | [+]C | (—) |
| | Na | (+)C | [—] | [—] | (+) | (+) | (+) |
| | K | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | (+) |
| Al | Ti | [+] | [+] | [0] | [0] | [0] | (—) |
| | Fe | (—) | (—) | [0] | [+]C | [+] | (—)C |
| | Mg | (—)C | (—) | [0] | [+] | [0] | (—)C |
| | Ca | [+]C | + | 0 | — | [—]C | — |
| | Na | [+]C | + | 0 | [—]C | — | [+]C |
| | K | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | + |
| Fe | Ti | [—] | [—] | [0] | [0] | [0] | (+) |
| | Mg | + | + | 0 | + | 0 | [+] |
| | Ca | — | — | 0 | — | — | + |
| | Na | — | — | 0 | [—]C | — | [—]C |
| | K | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | — |
| Mg | Ti | (—) | (—) | [0] | [0] | [0] | [+] |
| | Ca | [—]C | [—]C | (+) | [—] | [0] | (+) |
| | Na | (—)C | (—)C | [+] | (—) | [0] | (—)C |
| | K | [0] | [0] | [0] | [0] | [0] | (—) |
| Ca | Ti | + | + | 0 | 0 | 0 | + |
| | Na | [+]C | [+]C | [+] | [+] | [+] | (—) |
| | K | [0] | [0] | [0] | [0] | [0] | (—) |
| Na | Ti | + | + | 0 | 0 | 0 | — |
| | K | [0] | [0] | [0] | [0] | [0] | + |
| K—Ti | | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | — |

Примечание. Знаком плюс обозначена теоретически ожидаемая положительная корреляция, знаком минус — ожидаемая отрицательная корреляция, буквой С — ожидаемая сильная корреляция. В круглых скобках — теоретически ожидаемые корреляции определенного знака, согласующиеся с преобладающими в базальтах, в квадратных — ожидаемые корреляции (включая нулевые), явно не согласующиеся с корреляциями в базальтах; без скобок — теоретически ожидаемые корреляции, согласованность которых с корреляциями в базальтах неясна (остается открытым вопрос о преобладании связей определенного знака в базальтах).

Из таблицы видно, что корреляции для каждой пары элементов при меняющемся наборе главных минеральных фаз в рассматриваемом ряду магматических систем складываются в общем весьма противоречиво. Лишь для пар Si—Na, Fe—Mg, Ca—Na ожидаются сравнительно выдержанные положительные связи, а для пар Si—Fe, Si—Mg, Fe—Ca, Fe—Na, Mg—Na — отрицательные (в большинстве смоделированных систем, т. е. в 4 или больше из 6).

Для решения вопроса о том, в какой мере ожидаемые корреляционные связи согласуются со связями в природных ассоциациях базальтоидов, мы воспользовались матрицами коэффициентов парной кор-

реляции по 22 выборкам химических анализов кайнотипных базальтов и долеритов разных формаций (Кутолин, 1973; Белоусов, Кутолин, Фролова, 1974).

Интересно, что качественный характер связей по знаку между породообразующими элементами в базальтах разных вещественно-тектонических типов ассоциаций оказался одинаковым. Единственное исключение представляет появление значимой положительной связи Al—Na в базальтах щелочных ассоциаций океанов и материковых платформ (в 4 из 8 провинций). В остальных ассоциациях (нещелочных океанических, трапповых и орогенных, по 14 провинциям) такая связь не отмечена. Эта положительная связь соответствует появлению в щелочных базальтах модального или нормативного нефелина и в то же время согласуется с предположением о присутствии в исходных субстратах высоконатриевой и одновременно высокоглиноземистой фазы. Ею может быть богатый жадеитом клинопироксен (в фации высокоглиноземистого двупироксенового пироксенита), а также богатый натрием амфибол (встречаемый в ксенокристаллах щелочных базальтоидов натриевого уклона; Наумов, Поляков, 1971; и др.). Но скорее этой фазой может быть плагиоклаз, обогащенный в наиболее глубинной части зоны своей устойчивости альбитом. Так как в таких плагиоклазах $Al_{пл} > Al_{кп, оп, ол, гр}$ и $Na_{пл} > Na_{кп, оп, ол, гр}$, характерная положительная связь Al—Na щелочных базальтов может сформироваться и в плагиоклазовой, и в плагиоклаз-гранатовой фациях.

*В табл. 44 скобками разной формы оттенены связи, согласующиеся* с реальными в базальтах, и связи, явно не согласующиеся с последними (когда эти последние имеют другой знак или оказываются нерегулярными при сильной ожидаемой связи или же регулярными при ожидаемом отсутствии связи определенного знака).

В схеме теоретически ожидаемых связей, полученной для габбровой модели, резкое несоответствие со связями в базальтах устанавливается только для пар Si—Al, Al—Na, Fe—Mg, Fe—Na, Mg—Ti. Кроме того, не подтверждаются регулярными связями в базальтах теоретически выводимые связи Si—Ti, Si—Fe, Al—Ca, Fe—K, Ca—Ti, Na—Ti, K—Ti. Эти несовпадения указывают на действие других факторов, не зависящих от стехиометрии породообразующих элементов в главных минералах габброидной фации формирования магмы. Они могли быть вызваны *факторами, действовавшими как на этапе формирования расплавов* в условиях той же габброидной фации, так и в условиях более глубинных фаций.

Некоторые из связей в базальтах могут быть истолкованы как реликты стехиометрических соотношений между элементами, унаследованные от протобазальтоидных масс и возникшие в ультрабазитовой и пироксенитовых системах. С этой точки зрения интересны некоторые корреляции между сравнительно инертными элементами.

Так, на основе базитовых систем (графы 5—7 в табл. 44) следовало бы ожидать отрицательные связи Si—Fe и Al—Ca в базальтах. Так как эти связи в действительности неустойчивы, можно полагать, что поздним процессам (в базитовых системах) удается только «расшатать» раннюю положительную связь, устанавливающуюся в *протобазальтоидах (в ультрабазитовой или пироксенитовой системах)*. Устойчивая отрицательная связь Mg—Ti в базальтах, не выводимая на основе габбровой и других базитовых моделей, вероятно, тоже унаследует антагонизм между этими элементами, возникающий в протобазальтоидных (в системах ультрабазит—расплав или пироксенит—расплав).

Возможно, что отрицательная связь Si—Ti, выводимая на основе габбровой модели, не оказывается устойчивой в базальтах потому, что в их протобазальтоидных предшественниках (образованных в системе

ультрабазит — расплав) имела место положительная связь между этими элементами.

Неустойчивую связь Fe—Ca можно интерпретировать в том смысле, что положительная связь, формирующаяся на основе габбровой модели, не успевает четко проявиться из-за реликтов отрицательных связей между теми же элементами, характерных почти для всех остальных более глубинных систем.

Для высокоподвижных элементов Na и K, стехиометрия которых лишь отчасти может быть выведена на моделях упрощенных и закрытых систем, теоретические корреляции между собой и с более инертными элементами лишь в габбровой модели совпадают в основном с корреляциями в базальтах. Следы влияния фазового состава предшествующих магмообразующих систем в этих связях усмотреть трудно. При этом все-таки можно предполагать, что становлению устойчивых связей Si—Na (положительной) и Mg—Na (отрицательной) в базальтах благоприятствовала уже отмеченная выше выдержанность знаков этих связей в разных глубинных магмообразующих системах разного фазового состава.

Из табл. 44 видно, что габбровая модель в общем полнее, чем другие, объясняет реальную схему связей в базальтах. Она дает гораздо больше совпадений и гораздо меньше явных несовпадений, чем любая из остальных моделей.

Из этого следует заключить, что на корреляции между породообразующими элементами в базальтах наибольший отпечаток накладывает фациальная обстановка коры или самых верхов верхней мантии, в которой главную роль играют клинопироксен и плагиоклаз. Сквозь эту позднюю «вуаль» просматриваются в системе корреляций породообразующих элементов только реликты тех связей, которые могли быть характерны для более глубинных фациальных обстановок выплавления и кристаллизации базальтоидных магм.

Проблема петрогенетического истолкования корреляционных связей между петрохимическими компонентами, конечно, не может быть сведена только к контролю составом минеральных фаз, существующих при выплавлении и кристаллизации магм.

В литературе уже есть примеры истолкования корреляционных связей между элементами в горных породах с позиций самых общих (универсальных) особенностей химического и кристаллохимического сродства между элементами, которые могут определять распределение элементов в расплавах и между расплавом и твердой фазой, независимо от качественного характера твердых фаз. Эти факторы тоже в значительной мере контролируют выплавление магм и их дальнейшее фракционирование в соответствии с вариациями интенсивных факторов в магматических системах. Возможна также интерпретация корреляционных связей между элементами с точки зрения физических свойств (соотношение плавкости, молярных объемов и т. д. между разными элементами или их окисными или другими соединениями).

Здесь уместно хотя бы кратко рассмотреть влияние на связи между породообразующими элементами таких универсальных физико-химических механизмов.

Связи между элементами, вызванные действием универсальных механизмов, должны, очевидно, проявляться согласованно в магматических системах разного состава, независимо от набора минеральных фаз, присутствующих в системе. С этой точки зрения интересно сопоставить корреляционные связи в базальтах со связями в кислых породах. Для кислых пород могут быть использованы опубликованные данные (Иванов, 1963; Груза, 1964, 1965, 1968; Кепежинскас, 1969).

Оказывается, что в кислых породах сохраняются характерные для базальтов положительные связи Si—K, Fe—Ti, Mg—Ca и

отрицательные Si — Al, Si — Mg, Si — Ca, $Fe^{+2}$ — K, Ca — K, Mg — K.

Устойчивая положительная связь Fe — Ti и Mg — Ca соответствует близкому сходству химических и кристаллохимических свойств и гравитационного поведения элементов каждой пары.

Устойчивый антагонизм Si—Mg, Si—Ca, Ca—K, Mg—K отражает общеизвестное резкое различие плавкости и гравитационного поведения этих элементов в магматических системах, которое обусловливает сильное фракционирование этих элементов между более фемическими и более салическими минералами вообще, между расплавом и кристаллами вообще, а также внутри расплава. Mg и Ca в базальтоидных и кислых магматических системах обогащают первовыделения и поэтому в принципе наиболее подвержены фракционированию.

Устойчивые связи в парах Ca—K и Mg—K представляют необычное явление для щелочей в магматических системах; связи щелочей с другими силикатными элементами в ассоциациях магматических пород в общем малоустойчивы, что отражает весьма независимое высокоподвижное поведение щелочей в расплавах. Систематическая отрицательная связь в парах Ca — K и Mg — K хорошо объясняется механизмом кислотно-основного взаимодействия: повышение содержания K в системе увеличивает химический потенциал щелочей и более тугоплавких оснований Ca и Mg, вследствие чего затрудняется переход Ca и Mg в выплавку и усиливается высадка их из расплава в кристаллический осадок. Аналогичное объяснение справедливо и для отрицательных связей Ca — Na и Mg — Na, которые устойчивы в базальтах. В кислых породах эти корреляции оказываются расшатанными в достаточно очевидной связи с качественным фазово-минеральным своеобразием системы. В кислой магматической системе натрий ассоциирует с кальцием в ранней кристаллической фазе — плагиоклазах — и по этой причине существенно попадает во фракцию сравнительно тугоплавких, основных и фемических, компонентов системы.

Механизм кислотно-основного взаимодействия подтверждается устойчивой положительной связью Si — K в базальтах и кислых породах. Повышение щелочности системы сдвигает состав выплавок и остаточных расплавов в сторону обогащения кислотным компонентом — кремнеземом (Коржинский, 1967). Для базальтовых расплавов кислотно-основное взаимодействие подтверждается устойчивой положительной связью Si — Na. В кислых ассоциациях эта корреляция расшатана или даже имеет тенденцию стать отрицательной, в связи с уже отмеченным существенным вхождением натрия во фракцию сравнительно тугоплавких основных и фемических минеральных фаз.

Устойчивая отрицательная связь Si — Al в базальтах и кислых породах показывает, что реальное соотношение этих салических элементов не подчиняется гравитационному фактору, с точки зрения которого эти салические элементы в магмах, по крайней мере базальтоидных, должны были бы ассоциировать. Определяющей здесь может быть какая-то общая особенность химического сродства.

Известно, что алюминий, как элемент с большим ионным потенциалом, способен в минералах, а также силикатных стеклах и расплавах (Есин, 1957; Аппен, 1970) входить в анионные связки с кислородом, изоморфно с кремнием. В алюмокремнекислородном каркасе силикатных минералов и сложных силикатных расплавов кремний и алюминий поэтому вынуждены конкурировать друг с другом: увеличение содержания одного элемента должно сопровождаться уменьшением содержания другого. В антагонизме Si — Al, по-видимому, проявляется механизм кислотно-основного взаимодействия. Увеличение в расплаве кремнекислоты повышает активность и способствует вытеснению в твердую фазу более слабого кислотного компонента — глинозема (входящего в анионные связки).

Спецификой фазово-минерального состава кислой магматической системы хорошо объясняется замена в кислых породах в отличие от базальтов связей Ti—Al, Ti—Mg, Al—Mg на устойчивые положительные, а связи Na — K на устойчивую отрицательную; Ti входит целиком, а Al (как и Na) существенно в тугоплавкую основно-фемическую фракцию при образовании и эволюции кислого расплава.

Той же фазово-минеральной спецификой кислой системы объясняется появление в кислых породах устойчивых отрицательных связей Si — Fe, Si — Ti и положительных Ti — Ca, Ti — Fe, Fe — Ca взамен неустойчивых, наблюдаемых в базальтах.

Отмеченные различия в зависимостях между породообразующими элементами в базальтах, с одной стороны, и в кислых породах, с другой — являются одним из показателей общего существенного различия статистического закона рассеяния элементов в базальтоидных и кислых породах вообще.

Для объяснения системы корреляционных связей между породообразующими элементами в кислых породах с точки зрения минерального состава исходных субстратов оптимальной является, очевидно, модель, в которой в качестве существенных фаз присутствуют модальные кварц, калишпат и плагиоклаз.

Рассмотренные данные позволяют констатировать следующее.

1. Система корреляционных связей между породообразующими элементами в базальтах несет на себе сильнейший отпечаток стехиометрических соотношений элементов, характерных для клинопироксена и плагиоклаза — главных фаз системы габброид — расплав, и отражает в основном эволюцию базальтоидных масс в плагиоклазовых фациях коры и самых верхов верхней мантии.

2. Вместе с тем система корреляционных связей между породообразующими элементами в базальтах имеет некоторые особенности, которые можно считать реликтами более ранних связей, складывавшихся в фемических выплавках на предыдущих этапах эволюции базальтоидных масс, в более глубинных минеральных фациях. Эти реликтовые связи проявляются отчетливее между инертными компонентами, чем между подвижными.

3. Система корреляционных связей в базальтах, в принципе, может отражать не только ход фракционирования расплавов, но и ход парциального (в том числе фракционного) их выплавления. Поэтому неверно рассматривать систему корреляционных или регрессионных зависимостей между породообразующими элементами в целом только как отражение «пути дифференциации» магмы в течение цикла ее существования.

4. Устойчивые корреляции между породообразующими элементами, проявляющиеся независимо от фазово-минералогического состава магматических систем, позволяют выявить влияние на процесс формирования магм некоторых сильных и универсальных физико-химических факторов и механизмов, зависящих от общего химического и кристаллохимического сродства элементов. В частности, связи между щелочами и менее сильными основаниями, а также между кислотными породообразующими компонентами разной силы раскрываются на основе механизма кислотно-основного взаимодействия.

5. Почти одинаковый качественный (по знаку) характер корреляционных связей между петрогенными элементами в базальтах из формаций разных вещественно-тектонических типов свидетельствует в пользу того, что базальтовые магмы этих формаций могут формироваться в одних и тех же минеральных фациях глубинности. Несколько своеобразна, судя по появляющейся аномальной положительной связи алюминия и натрия, минеральная среда формирования щелочно-базальтовых магм, характеризующихся, вероятно, повышенной ролью

высокоглиноземистых щелочных силикатов и кислых плагиоклазов.

6. Щелочно-кислотное взаимодействие в базальтовых магмах, приводящее к более сильному повышению кислотности остаточных расплавов в более щелочных системах, может быть одной из важных причин того, что лейкобазальтоидные лавы и породы в щелочных вулканических ассоциациях кратонов встречаются относительно чаще, чем в толеитовых сериях тех же тектонических областей.

## *ПРИРОДА УСТОЙЧИВЫХ МИНИМУМОВ В РАСПРЕДЕЛЕНИИ СОСТАВОВ ПОРОД МЕЖДУ ОРТОМАГМАТИЧЕСКИМИ ПОРОДНЫМИ ГРУППАМИ*

При объяснении устойчивого статистического минимума между базальтоидными, кислыми и щелочносалическими породами должны быть найдены универсально и устойчиво действующие петрологические факторы, способные создать эти минимумы. Систематического разбора этого вопроса в литературе не предпринималось, однако в работах, где он попутно затрагивался, отмечаются три возможности: 1) минимум может быть обусловлен процессами магмообразования; 2) минимум может быть обусловлен процессами фракционирования магм; 3) минимум может быть обусловлен процессами поступления (подъема) магм в наблюдаемую фациальную зону.

Известно, что движение магматических масс в общем случае осуществляется как сложное и неразрывное переплетение процессов генерации, фракционирования, перемещения и становления магм; границы между этими процессами можно указать только условно. Становлением можно формально считать уменьшение массы магмы данного состава, сводящееся к «закалочному» превращению ее в кристаллическую или стекловатую породу того же состава (в смысле содержания силикатных компонентов). Перемещением формально можно считать процесс движения магмы данного состава, не сопровождающийся изменением ее массы. Генерация и фракционирование магмы характеризуются увеличением или уменьшением (не сводящимся к закалке) массы магмы данного состава. Ассимиляция (контаминация магмы) в этом смысле аналогична генерации и фракционированию магмы.

Рассмотрим возможные объяснения минимума в распределении составов базальтоидно-салических ассоциаций с точки зрения разных петрологических механизмов.

### *Распределение составов магм при градационном фракционировании*

Под градационным фракционированием магм мы понимаем совокупность таких способов дифференциации, при которых из магмы определенного состава может получаться непрерывный ряд составов магм. Сюда относится любое жидкостное (исключая ликвацию) и кристалло-жидкостное фракционирование (исключая фильтр-прессинг, а также совершенную или близкую к таковой фракционную отсадку кристаллических фаз, избыточных над эвтектикой или анхиэвтектикой).

Обобщенный (геометрический) анализ хода кристаллизации в типичных эвтектических и котектических системах, моделирующих магматические системы базальтоидного и салического составов (Presnall, 1969), показывает, что при равновесной и фракционной кристаллизации состав остающегося расплава изменяется непрерывно, в то время как состав смеси получающихся кристаллов может (в случае фракционной кристаллизации) изменяться дискретно.

Распределение масс магм в ходе градационной кристалло-жидкостной дифференциации алгебраически рассматривалось Ф. Чейзом (1963). Результаты проведенного им анализа вполне применимы для градационного фракционирования вообще.

В чистом процессе градационного фракционирования (т. е. без привноса или потери материала) произведение массы производного расплава ($M_f$) на концентрацию некоторого компонента А в нем ($a_f$), очевидно, не может быть больше, чем произведение массы исходного расплава ($M_0$) на концентрацию того же компонента ($a_0$). Соотношение масс и концентраций контролируется уравнением

$$a_0 M_0 \geqslant a_f M_f.$$

Если концентрация $A$ в производном расплаве больше, чем в исходном (т. е. $a_0 < a_f$), всегда будем иметь

$$M_f/M_0 \leqslant a_0/a_f < 1.$$

Таким образом, в процессе градационной дифференциации количество производного расплава должно убывать непрерывно в течение всего этого процесса, представляя монотонно изменяющуюся функцию от состава. Аналогичен аналитический вывод Э. Н. Елисеева (1971).

Отметим, что в интуитивной форме это положение высказывалось в петрологической литературе давно (например, Лодочников, 1936).

И. Кикучи (Kikuchi, 1970) при более детальном рассмотрении той же задачи показал, что при последовательном уменьшении количества жидкой фазы от $M_0$ до $M$ распределение составов расплава выражается уравнением

$$\int_a^x G_i(x)\,dx = 1 - f_i(x) = 1 - \frac{m_i}{m_{i0}}.$$

Левая часть уравнения выражает кумулятивную функцию распределения частот содержаний $x$ $i$-го компонента в расплаве; $m_{i0}$ — количество этого компонента в начальной массе расплава $M_0$; $m_i$ — количество того же компонента в конечной массе расплава $M$.

Совершенная (предельная, неградационная) фракционная отсадка минеральных фаз, избыточных над породообразующей эвтектикой или анхиэвтектикой, способна дать неодномодальное распределение составов в очаге, как это устанавливается в резко расслоенных дунит-пироксенит-габбровых плутонах. Оливиниты, пироксениты и габбро дают максимумы в распределении составов пород дунит-пироксенит-габбровых ассоциаций (Белоусов, 1967а). Однако этот механизм не может иметь прямого отношения к рассматриваемому нами вопросу о неодномодальности распределения составов в базальтоидно-салических эффузивных ассоциациях.

### *О ликвации силикатных магм*

Ликвация — разделение жидкости на жидкие фазы вследствие их химической несмесимости (т. е. неустойчивости жидкостей промежуточного состава) в данных условиях.

Многие вполне достоверные примеры ликвации силикатных расплавов относятся к системам с составами, далекими от составов магматических пород или отвечающими только экзотическим типам последних (с крайним пересыщением $SiO_2$ или щелочами, низкими содержаниями $Al_2O_3$, сильным насыщением галогенидами и т. д.) (Тернер, Ферхуген,

1961; Смит, 1968; Когарко, Рябчиков, 1969; Мелентьев, Делицын, 1969, 1972; Хитаров, Кадик, Малинин, 1971; Greig, 1927; Roedder, 1954; Philpotts, Hodgson, 1968, и др.).

Давно известна текстурная неоднородность в салических лавах и субвулканитах, которая иногда сопровождается резкими границами, похожими на ликвационные, и связывается с неоднородностью содержаний воды, щелочей или железа в расплаве. В данном случае всегда остается неопределенность: имеется несмесимость или закалочная картина метастабильных неоднородностей магмы в поверхностных или субвулканических условиях (т. е. незавершенная гомогенизация; Оникиенко, 1970, и др.).

В последнее время появились данные электронно-микроскопических исследований стекол из пород, свидетельствующие в пользу того, что в сухих расплавах базальта (до температур 1400—1420°С), андезита и гранита (до 1550°С и выше) сохраняется жидкостная микронеоднородность с довольно четкими границами между фазами (Милюков, 1970). В базальтовом расплаве фиксируются две фазы; по-видимому, на их основе при охлаждении происходит объемная (по всей массе породы) котектическая кристаллизация двух главных фаз базальта — плагиоклаза и клинопироксена. Составы жидкостных фаз в этих опытах не были изучены; не исключено, что в базальте они близки соответственно к составам клинопироксена и плагиоклаза.

В пробах лунных базальтов «Аполлона-11» и «Аполлона-12», а затем в толеитовых базальтах Калифорнии и Гавай (Roedder, Weiblen, 1970, и доклад Е. Роддера в Институте геологии и геофизики СО АН СССР в сентябре 1970 г.) были установлены ясные признаки несмесимости двух фаз интерстициального расплава, наступающей после 90—98%-ной раскристаллизации базальтов. Расплав, по данным исследования лунного базальта, распадается на высокожелезистую фазу с составом пироксенита $SiO_2$ — 47,8%, $TiO_2$ — 3,7%, $Al_2O_3$ — 3,2%, FeO — 31,4%, MgO — 2,3%, CaO — 11,2%, $Na_2O$ — 0,1%, $K_2O$ — 0,3% и на кислую фазу с составом калиевого гранита $SiO_2$ — 76,1%, $TiO_2$ — 0,5%, $Al_2O_3$ — 11,7%, FeO — 2,5%, MgO — 0,3%, CaO — 1,9%, $Na_2O$ — 0,4%, $K_2O$ — 6,6%. Близкие результаты получены по составам тех же жидких интерстициальных фаз из базальта Калифорнии. Оба расплава равновесны с оливином и плагиоклазом встречаются в них в виде включений сферической и другой формы.

Высокожелезистый расплав, по петрографическим данным, кристаллизовался раньше, чем застыл кислый. Размеры участков гранитного и пироксенитового расплавов достигают десятков микрон.

Из этих данных наиболее интересна наметившаяся (но требующая еще статистического подтверждения) стабильность состава гранитной фазы расплава в интерстициях.

В последнее же время появилось разностороннее и весьма правдоподобное обоснование ликвидационной природы оцелляровых текстур в фемических высокощелочных породах (Philpotts, Hodgson, 1968; Ferguson Currie, 1971; Philpotts, 1972). Эти текстуры некоторыми авторами объяснялись втеканием остаточного расплава в миндалины (McKenzie, White, 1970), гидротермальным заполнением полостей; в общем они, несомненно, полигенетичны. Не исключено, что в их образовании участвуют процессы частичного повторного плавления, автометасоматоза под действием отделившихся высокощелочных флюидов и т. д.

Химический состав лейкократовых оцеллей в упомянутых высокощелочных породах приближается к нефелиновому сиениту, отличаясь высоким содержанием воды (в анальциме, слюде, роговой обманке и иногда других водосодержащих примесях) и углекислоты (в карбонатах). Крупная минеральная фракция в оцеллях представлена плагиоклазом и калишпатом с примесью роговой обманки, биотита, клинопи-

роксена. В интерстициях — калишпат, анальцим, карбонат, представляющие специфическую низкоплавкую котектику.

При экспериментальном плавлении керсутитового лампрофира с оцеллями при давлении 2 кбар ($P_{общ} = P_{H_2O} + P_{CO_2}$; солидус при температуре 880°С) на узком температурном интервале (980—1000°С) невдалеке от ликвидуса (1080°С) установлено разделение расплава на две жидкости. Авторы (Ferguson, Currie, 1971) ограничивают возможность появления ликвационных оцеллей специфическими составами магм (фемический ультращелочной состав, высокие до экстремальных содержания Fe и ΣFe/Mg и иногда калия и высокие содержания летучих — воды и часто углекислоты). Условия развития этих оцеллей предположительно ограничиваются гипабиссальной или эффузивной фацией (в краевых фациях закалки оцелли редки и мелки). Имеются признаки всплывания, слияния и укрупнения щелочносалических оцеллей и перехода их в линзы и жилы в ходе кристаллизации силлов и даек.

По расчетам (Philpotts, 1972), плотность лейкократовой жидкости составляла около 2,1 г/см$^3$, а вязкость была невысокой — порядка нескольких или нескольких десятков пуаз.

Отмеченные выше новые данные свидетельствуют о возможности ликвации силикатных жидкостей в магме. Но они, однако, пока не доказывают расщепления расплавов на интересующие нас сочетания обычных магм базальтоидная — кислая, базальтоидная — трахитовая, кислая — щелочносалическая и поэтому не являются подтверждением ликвации именно на эти магмы в очагах. Имеющиеся предположения на этот счет (Hamilton, 1965; Stevenson, Colgrove, 1968, и др.) чисто гипотетичны.

Что касается обособлений жидкости калиевого гранитного и салического ультращелочного состава, то они могут иметь непосредственное отношение лишь к образованию обособлений магм узких и экстремальных классов. Данные Е. Роддера относятся к специфическим условиям кристаллизации в вулканических фациях (при практическом отсутствии воды, равновесии расплава с твердым веществом лишь внешней зоны кристаллов) и пока не могут распространяться на более глубинные фации.

Полевые и микропетрографические данные хорошо доказывают, что ликвация или морфологически сходные с ней явления заканчиваются, как правило, лишь обособлением салических ингредиентов пород, но не крупных салических масс. Нет данных о том, что этот процесс способен дать крупные очаги салических магм в течение одного цикла существования магмы. По-видимому, основная петрографическая роль этих явлений может состоять в образовании текстурной неоднородности глубинных пород, облегчающей отделение салических выплавок при последующем частичном плавлении.

Поскольку обособления калиево-гранитного расплава появляются в самом конце кристаллизации базальтовой магмы (около солидуса) и в малом количестве, вопрос о возможности их отделения от кристаллической части породы должен решаться в рамках проблемы фильтр-прессинга.

### *О фильтр-прессинге на стадии кристаллизации*

Модель фильтр-прессинга иногда привлекается как теоретически возможный механизм отделения салических остаточных расплавов от кристаллического базальтоидного вещества, а также (Шейнманн, 1968; и др.) базальтоидных расплавов от ультраосновного кристаллического вещества.

Фильтр-прессинг понимается как отжатие из раскристаллизованной в основном магматической массы жидкого остаточного расплава

и накопление его в самостоятельных каналах и очагах. Выжимание предполагается с момента соприкосновения кристаллов, образующих твердый каркас. Оно должно сопровождаться частичным дроблением или перекристаллизацией зерен каркаса, необходимыми для закрытия межзерновых полостей (Смит, 1968; Шейнманн, 1969а, б, и др.).

Фильтр-прессинг подразумевает, что выжимаемые салические расплавы не унаследуют прямо от базальтоидной массы ее кристаллических фаз. Фильтр-прессинговые выжимки (как и скудные селективные выплавки) для образования достаточно крупных очагов должны пройти весь ряд необходимых этапов аккумуляции, начиная с рассеянного доочагового состояния. При этом непосредственно исходная масса должна закристаллизовываться на глубине. Поэтому при попытке рассмотреть в рамках фильтр-прессинга, например, ассоциацию базальтоидных и «производных» салических вулканитов приходится представлять эти две группы пород как соочаговые, но не прямо одноочаговые, или как комагматические, но не вполне комплементарные производные одного вулканического цикла. Кислые очаги формируются в момент и после отмирания базальтоидных, что должно проявиться в гомодромной смене базальтоидных излияний кислыми.

Уже давно на основе измерения показателей преломления интерстициальных стекол в базальтоидных лавах, микропетрографических наблюдений и подсчетов петрохимического баланса было известно, что состав остаточного интерстициального расплава в кристаллизующихся базальтоидных массах приближается к кислому или щелочносалическому, в зависимости от щелочности базальтоидов.

Доля кислого остаточного расплава в базальтах оценивалась в 5—10% по объему, с увеличением ее в лейкобазальтоидах.

Если принять, как это предполагает Ю. М. Шейнманн (1969а), что к моменту образования кристаллического каркаса остаточный расплав может составлять от 1/8 до 1/4 объема кристаллизующейся магмы, то статистический максимум распределения объемов остаточного расплава будет находиться где-то между этими цифрами. В зависимости от вариации этих объемов и от вариаций состава базальтоидной магмы состав потенциальных выжимок неизбежно будет варьирующим. На примере конкретных исходных распределений составов базальтоидных магм можно было бы простыми расчетами показать, что для компонентов, сильно фракционируемых при кристаллизации этих магм, распределение содержаний в выжимках может быть сдвинуто больше чем на два стандартных отклонения от исходного. В результате смешанное распределение, включающее исходную магму и фильтр-прессинговые выжимки, может быть бимодальным, так же как и смешанное распределение, включающее выжимки и оставшуюся на месте кристаллическую массу.

Таким образом, модель фильтр-прессинга заманчива для объяснения бимодальных базальтоидно-кислых и базальтоидно-щелочносалических комплексов с позиций «внутриформационной» дифференциации и прямой комагматичности. С этой теоретической моделью согласуется слабое, как правило, развитие интрателлурических вкрапленников в салических вулканитах по сравнению с ассоциирующими базальтоидными. С фильтр-прессингом не согласуются установленные химическим и тонким спектрохимическим анализами факты резкого отличия состава вкрапленников в кислых вулканитах по сравнению с ассоциирующими базальтоидами, противоречащие преемственности составов кристаллических фаз базальтоидов и пород кислой группы (Carmichael, 1964; Smith, Carmichael, 1968; Ewart, Taylor, 1969; Wilkinson, 1971). Содержания многих элементов во вкрапленниках одноименных минералов андезитов и риолитов различаются в несколько раз или на один-два порядка.

Теоретическая модель фильтр-прессинга наталкивается и на другие трудности фактического порядка, из которых наиболее существенны следующие.

1. Геологическим подтверждением реальности фильтр-прессинга считаются гранофировые жилки или шлиры в тесной пространственной связи с обычными габброидами и щелочносалические жилки и шлиры в ассоциации со щелочными габброидами.

Следует отметить прежде всего, что остается фактом сравнительная редкость и маломасштабность подобных образований на доступных наблюдению срезах коры (Рид, 1950; Wager, Brown, 1967).

Природа жилок, принимаемых за выжимки остаточной магматической жидкости, тщательно не изучалась. В частности, не описаны, хотя, возможно, и существуют как редкость, случаи протомагматического дробления или перекристаллизации зерен в габброидах, что необходимо для фильтр-прессинга. Уместно отметить, что следы фильтр-прессинга не упоминаются или отмечаются только как второстепенные детали и в гнейсо-гранитовых зонах формирования палингенно-реоморфических гранитоидных очагов.

К указанным мелким обособлениям гранофирового и щелочносалического составов применимо объяснение с помощью автометасоматоза и переплавления, особенно в высокощелочной среде (см., например, Barker, Long, 1969; Фейгин, 1971).

Многими авторами указывалось на сомнительность фильтр-прессинга по причине высокой вязкости салического расплава в интерстициях (сравнительные данные о вязкости магм были рассмотрены выше в связи с вопросом о перемещении магм).

Помимо нарастания вязкости расплава при кристаллизации следует учитывать опережающее термическое сокращение объема интерстициальной массы по сравнению с кристаллами каркаса при охлаждении и кристаллизации, которое противодействует выжиманию остаточного расплава из интерстиций (с этой точки зрения отжимание расплава, получающегося при парциальном плавлении в условиях повышения температуры, более вероятно).

Сказанное, по-видимому, уже позволяет считать, что фильтр-прессинг остаточного расплава не является мощно и регулярно действующим фактором отделения остаточных расплавов в гранито-гнейсовой и более высоких зонах коры.

Теоретически остается открытым вопрос о возможности более широкого проявления фильтр-прессинга остаточных раплавов в «глубинных очагах», на уровне низов коры и верхов мантии, где в силу геотермических условий возрастает вероятность неопределенно долгого существования щелочносалических интерстициальных расплавов, благоприятствующая их слиянию в самостоятельные очаги (ср.: Harris, 1963). Такая возможность не запрещена с точки зрения физико-химических равновесий при высоких давлениях и для расплавов кислого ряда, по крайней мере для тех глубинных уровней, где еще устойчиво сохраняется обычная минеральная ассоциация габбро-базальтов (оливин, пироксен, амфибол, плагиоклазы), и, следовательно, сохраняются условия для реализации известных направлений фракционной кристаллизации нещелочных базальтоидных масс. Это — уровни выше зоны перехода габбро — эклогит (Hamilton, Myers, 1967), т. е. выше низов материковой коры или верхов океанической мантии (глубинные минеральные ассоциации рассматривались выше в данной главе). Однако состав ожидаемых глубинных фильтр-прессинговых выжимок кислого ряда заметно не совпадает с наблюдаемым составом салических породных групп в базальтово-салических комплексах (см. ниже).

2. Имеющиеся анализы показывают, что даже в сравнительно лейкократовых нещелочных (известково-щелочных) базальтоидах подвиж-

Таблица 45

*Составы интерстициальных стекол в базальтоидах*

| Окислы | Стекла в базальтах и андезито-базальтах | | | | Стекла в андезитах | | | | | | | | Стекла в толеитовых базальтах (траппах) | | | | Стекло в щелочном оливиновом базальте | Стекло в нефелиновом базаните |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | |
| $SiO_2$ | 66,2 | 72,2 | 72,1 | 71,3 | 75,9 | 75,8 | 73,7 | 73,2 | 75,7 | 71,9 | 68,8 | 57,2 | 70 | 74 | 63,96 | 57,04 | 56,06 | |
| $TiO_2$ | 2,7 | 1,3 | 1,2 | 1,3 | 1,0 | 1,0 | 1,0 | 1,0 | 0,68 | — | — | — | — | — | 0,78 | 1,13 | 0,86 | |
| $Al_2O_3$ | 13,8 | 12,4 | 13,8 | 12,2 | 11,2 | 11,4 | 11,0 | 11,3 | 11,1 | 12,5 | 16,7 | 17,1 | 14 | 12,7 | 11,60 | 22,27 | 20,74 | |
| ΣFeO | 4,6 | 2,4 | 2,3 | 4,7 | 2,5 | 2,3 | 3,6 | 1,8 | 2,8 | 2,7 | 2,1 | 8,6 | 2,3 | 4 | 5,89 | 4,16 | 4,19 | |
| MgO | 0,46 | 0,40 | 0,21 | 0,40 | 0,26 | 0,24 | 0,59 | 0,22 | 0,23 | 0,9 | 1,6 | 3,3 | 0,5 | 0,5 | 1,16 | 0,55 | 0,39 | |
| CaO | 2,40 | 0,86 | 0,43 | 1,40 | 0,75 | 0,58 | 1,40 | 0,60 | 0,70 | 3,2 | 4,0 | 7,5 | 0,6 | 0,8 | 5,65 | 2,76 | 2,07 | |
| $Na_2O$ | 4,3 | 3,0 | 5,3 | 4,7 | 3,0 | 2,8 | 3,0 | 3,0 | 2,9 | 3,6 | 4,3 | 3,3 | 3,2 | 2,2 | 1,91 | 5,48 | 8,41 | |
| $K_2O$ | 4,5 | 5,8 | 4,5 | 3,4 | 5,2 | 5,4 | 4,7 | 4,0 | 4,9 | 2,3 | 1,5 | 1,5 | 5,2 | 3,8 | 1,55 | 5,47 | 6,57 | |

Примечание. Каскадные горы: 1 — Медисин Лейк; 2—4 — район Лассен Пик; 5—9 — горы Шаста (Smith, Carmichael, 1968); 10—12 — вулканическая зона Таупо, Новая Зеландия (Ewart, Taylor, Capp, 1968), пересчитано с весовых процентов катионов); 13, 14 — Гессен, Западная Германия (Ernst, Mörtel, 1969, средние по трем сериям измерений); 15 — Кэп Досси, Восточная Гренландия (Vincent, 1950); 16, 17 — Новый Южный Уэльс, Австралия (Wilkinson, 1966).

ных зон и в траппах составы интерстициальных стекол только грубо аналогичны лавам кислой группы. Близкую аналогию с последними по подавляющему большинству породообразующих окислов показали только стекла из калинатровых андезитов (табл. 45). Андезиты натрового ряда и толеитовые базальты траппов имеют субкислые интерстициальные стекла с нехарактерной для кислых лав натрового уклона высокой глиноземистостью, отчасти высокой железистостью и кальциевостью. Калинатровые базальты и андезито-базальты обнаруживают субкислые (с дацитовыми нормами $SiO_2$) интерстициальные стекла с ненормально повышенной суммой щелочей. Все проанализированные породы имеют ненормально повышенное для кислых лав содержание титана в интерстициях, в общем отвечающее базальтоидам малотитанистого уклона.

В новозеландских натриевых андезитах интерстициальные стекла имеют по сравнению с валовым составом ассоциирующих с ними риолитов значимо пониженные содержания K, Rb, Cs, Ba и повышенное — Mg, Fe, Ca, Sr, V.

Таким образом, остаточные расплавы при фракционной кристаллизации базальтоидов явно отличаются от рядовых дацито-риолитовых лав специфическим «налетом» базитовости. Очевидный базитовый «налет» имеют и составы обособлений гранофиров внутри габброидов (Washington, 1917; Wager, Brown, 1967). Это представляется неизбежным с физико-химической точки зрения, поскольку состав остаточного расплава внутри базальтоидной массы должен быть в той или иной

мере равновесен с базальтоидной ассоциацией кристаллических фаз каркаса, а расплавы, отделившиеся от каркаса, должны унаследовать особенности интерстициальных расплавов.

Меланократовая тенденция салических обособлений при фильтр-прессинге представляется неизбежной еще и потому, что сама возможность отделения интерстициального расплава по реологическим причинам должна быть тем меньше, чем меньше его количество, т. е. чем он лейкократовее. Последнее должно относиться к скудной калиево-гранитной фракции расплава, если она образуется. При очень малом (пленочном, рассеянно-поровом) содержании расплава отделение его становится практически невозможным.

С увеличением глубины кристаллизации базальтоидной массы должна возрастать степень равновесности составов внутри каждой кристаллической фазы и степень равновесности между базальтоидной смесью кристаллов и интерстициальным расплавом. При давлениях 18 кбар и больше наиболее легкоплавкими составами (в приблизительно сухих условиях) оказываются не кислые, а андезитовые (низкотемпературный «андезитовый желоб»; Грин, Рингвуд, 1968). Стало быть, первоначальные кислые продукты глубинного фильтр-прессинга должны быть не очень салическими.

Проанализированные интерстициальные стекла нещелочных вулканических базальтоидов только в калинатровых андезитах опираются на тройной эвтектический минимум системы ортоклаз — альбит — кварц (Smith, Carmichael, 1968), в то время как составы кислых кайнотипных эффузивов тяготеют обычно к этому минимуму.

Анализы интерстициальных стекол в щелочных базальтоидах пока единичны (см. табл. 45). Удовлетворительно совпадает по составу с фонолитом стекло из нефелинового базанита, но стекло из щелочного оливинового базальта имеет слишком высокое для трахита или щелочного трахита содержание глинозема и нормативного корунда.

Правомерность ссылки на фильтр-прессинг при объяснении базальтоидно-салических комплексов будет зависеть от того, способно ли моноциклическое «внутриформационное» фракционирование низкосалических и вообще довольно аномальных по составу расплавов привести их в соответствие с обычным составом салических породных групп. Малое, как правило, развитие интрателлурических кристаллов в салических лавах и слабое различие между валовым составом вкрапленников и составом основной массы в салических вулканитах не позволяют расценивать эту возможность слишком оптимистически. Модель с низкосалическими начальными выплавками во всяком случае не представляется оптимальной для объяснения состава салических породных групп эффузивов, особенно кислой группы.

3. Гомодромная смена базальтоидной и салической породных групп, требуемая моделью фильтр-прессинга, в вулканических комплексах весьма нерегулярна и в общем является не сильно выраженной тенденцией.

Современные данные, таким образом, не дают оснований рассматривать фильтр-прессинг в качестве эффективного механизма, который был бы способен давать крупные массы салических магм за счет базальтоидных в течение одного цикла кристаллизации. Сохраняются основания для весьма сдержанной (Левинсон-Лессинг, 1934) или даже отрицательной (Лодочников, 1936) оценки роли этого механизма.

Фильтр-прессинг на стадии кристаллизации, по-видимому, мало эффективен. Он может учитываться как один из вспомогательных петрологических механизмов, участвующих в постепенном и многоактном накоплении обогащенных низкоплавкими компонентами пород, способных дать массовые салические выплавки.

Возможно, он имеет несколько большее значение в генезисе щелочносалических, чем кислых магм.

*Функция поступления вулканических магм*

Результат перемещения магм разного состава в зону становления можно попытаться выразить некоторой функцией от состава магм — «функцией поступления» (А. Ф. Белоусов, 1972а).

Функция поступления будет условно выражать относительную интенсивность поступления магм разного состава, зависящую только от условий подъема магм в зону становления и не зависящую от их масс (объемов), образованных в процессах генерации, фракционирования и ассимиляции. Анализ поведения этой функции интересен в разных отношениях и, в частности, важен при решении интересующего нас сейчас вопроса о том, не может ли совокупность факторов перемещения магм сама по себе обусловить устойчиво бимодальное распределение составов пород в вулканических ассоциациях базальтоидно-салического состава.

В петрологии используются разнообразные частные геологические модели (механизмы) процесса подъема магм. Условно их можно свести в четыре группы.

1. Всплывание расплавленных масс (астенолитов) в среде пластически деформируемых окружающих пород. Используется для объяснения подъема ультраосновных и базальтоидных магм в верхней мантии и отчасти для объяснения подъема гранитоидных магм в зоне палингенеза;

2. Подъем магматических очагов путем переработки (расплавления, магматического замещения, дезинтеграции, обрушения) пород кровли и отложения твердых фаз на дне очагов. Используется для объяснения подъема магм разнообразного состава и на различных глубинах;

3. Истечение магм через каналы и полости тектонического или эксплозивного происхождения под влиянием литостатических и тектонических сил и увеличения удельного и общего объема расплавленных масс при разогревании и фазовых превращениях. Используется при объяснении подъема магм в коре и отчасти в верхней мантии;

4. Эксплозивный выброс магм под действием сил расширения летучих фаз магмы через взрывные каналы и полости, закладывающиеся обычно на месте тектонически ослабленных зон. Используется при объяснении подъема магм в коре и отчасти в верхней мантии.

Считается, что в условиях верхней мантии применение моделей третьей и особенно четвертой групп затруднено.

В реальном процессе подъема магм конкретной изверженной формации могут комбинироваться все указанные механизмы, причем соотношение их всегда остается для исследователя в той или иной мере гипотетическим.

Функция поступления должна выразить совокупный результат действия всех существенных факторов, влияющих на подъем магм. В принципе, она может быть выражена в размерностях масс, объемов или расходов. Для наших целей функцию поступления будет удобнее всего выразить в долях от масс (объемов) магм определенного состава, образуемых в процессах генерации, фракционирования и ассимиляции.

Как будет видно из дальнейшего, определение точного вида и точное количественное выражение функции поступления сейчас невозможно и поэтому приходится ограничиться полуколичественными ее оценками.

Бимодальное распределение составов в вулканических ассоциациях базальтоидных пород с салическими теоретически, очевидно, можно ожидать в случае, если функция поступления будет иметь устойчиво периодическую зависимость от состава магм, а именно минимум в области промежуточных составов (рис. 38). Для пояснения можно со-

слаться на прекрасный пример из палеонтологии, показывающий, как заведомо однородное (унимодальное) распределение размеров раковин живых особей одного вида беспозвоночных преобразуется в бимодальное распределение окаменелостей вследствие устойчивой периодической зависимости захоронения от размеров (возраста) особей (Миллер, Кан, 1965); причина состоит в том, что гибнут преимущественно мелкие (неокрепшие) и крупные (одряхлевшие) особи.

На рис. 38 графически представлены разные мыслимые виды функций поступления — монотонные (в том числе с разрывом) и периодическая — и результирующие распределения составов поднявшихся магм (пород). За исходное распределение составов магм в системе питания взято нормальное распределение по некоторому салическому показателю $x$ (показана лишь более салическая половина этого распределения).

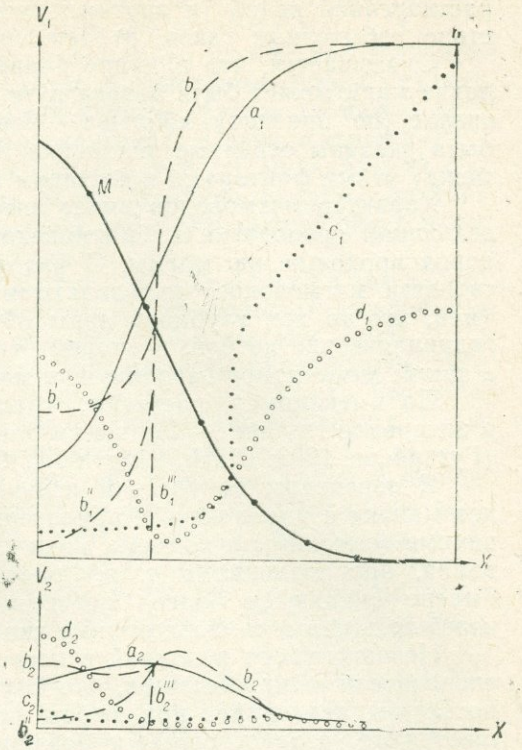



*Рис. 38.* Графическая модель, показывающая изменение распределений эффузивов по составу (кислотности) в связи с изменением функции поступления расплавов на поверхность.

$x$ — кислотность расплавов; $V_1$ — объемы расплавов определенной кислотности в системе питания; $n$ — эффективность дренажа расплавов в долях от $V_1$, принятых за единицу; $V_2$ — объемы расплавов определенной кислотности, вышедшие на поверхность; $V_2 = nV_1$.

Линия $M = f(V)$ изображает «лейкократовую» половину исходного нормального распределения составов в системе питания, линии $a_1$, $b_1b_1'$, $b_1b_1''$, $b_1b_1'''$, $c_1$, $d_1$ — разные виды функций поступления расплава на поверхность, а линии $a_2$, $b_2b_2'$, $b_2b_2''$, $b_2b_2'''$, $c_2$, $d_2$ — соответствующие им распределения составов расплавов, выходящих на поверхность.

Очевидно, не приведут к бимодальному распределению возрастающие функции линейного вида и никакие убывающие функции (на рисунке не показаны); не приводит к нему и восходящая функция, зеркальная ($a_1$) по отношению к рассматриваемой исходной кривой составов в очаге, а также функции, более пологие в своей средней части, чем $a_1$. Приводят к бимодальному распределению периодическая функция поступления $d_1$ и возрастающие функции вида $b_1b_1'$, $b_1b_1''$, $b_1b_1'''$ и $c_1$, имеющие фактически разрыв на некотором (вертикальном) участке. Случай $b_1b_1'''$ соответствует теоретическому механизму фильтр-прессинга, при котором возможность перемещаться имеют лишь салические расплавы, а остальные массы остаются на глубине в виде кристаллического агрегата.

Ниже мы попытаемся выяснить, имеются ли реальные физико-химические или геологические факторы, которые обусловили бы устойчивое положение минимума функции поступления на интервале промежуточных составов (как правило, не выходящем за пределы андезитдацитов и трахиандезито-латитов).

Петрологами в числе главных факторов, влияющих на поступление магм разного состава на поверхность (в эффузивную фацию), так или иначе учитываются: 1) характер магмоводов; 2) тепловое увеличение объема силикатных масс при плавлении; 3) перепад литостатического давления; 4) плотность магм; 5) вязкость магм; 6) насыщенность магм

растворенной водой (и другими растворенными летучими); 7) присутствие избыточных газов; 8) тектонические силы.

Оказывается, что влияние большинства этих факторов на поступление магм может быть подвергнуто сравнительной полуколичественной оценке (по признаку «больше — меньше») и на этом основании могут быть указаны основные тенденции связи (регрессионной зависимости) между этими факторами и составом магм.

Характер магмоводов имеет интерес как фактор, обобщенно определяющий проводимость магмоводов или сопротивление вмещающих пород прохождению магмы. С физико-геологической точки зрения, эти свойства магмоводов определяются в основном длиной магмоводов (или, что то же, глубиной зоны образования магмы), определяющей гидравлические потери, и сменой типов магмопроводящих структур, а также механизмов перемещения магмы в ходе ее подъема.

По имеющимся расчетам, градиент литостатического давления в интервале глубин 0—200 км возрастает с глубиной примерно на 10% (Гутенберг, 1963; Clark, Ringwood, 1964).

С переходом от условий сильного литостатического сжатия верхов мантии и низов коры к приповерхностным условиям сильно затрудненные возможности подъема магм (путем медленных процессов всплывания, проплавления и т. п.) постепенно и, может быть, все более быстро сменяются более благоприятными возможностями истечения через трещинные и эксплозивные каналы и т. д.

Независимо от различий в петрологических концепциях, всеми исследователями принимается, что глубина формирования магм (в процессах выплавления и при любом фракционировании) в общем уменьшается от ультраосновных к базальтовым и среднеосновным, а затем к салическим. Таким образом, рассматриваемый фактор проводимости магмоводов в математическом смысле является некоторой стохастической, притом монотонной, функцией от состава магм.

В ряде исследований принимается на основе изменения характера магмопроводящих и магмовмещающих структур, что в ходе тектономагматического цикла смена преобладающего базальтового магматизма преобладающим кислым (гранитным) сопровождается общим изменением механических условий продвижения магм, а именно: в указанной последовательности уменьшается роль обстановок тектонического растяжения и повышается роль тектонического сжатия в коре (Усов, 1935; Ю. А. Кузнецов, 1964, и др.). Эта тенденция, сопряженная с составом магм, противоположна той, которая отмечена выше, и может ослаблять ее.

Естественно, что для вулканических магм разного состава в рамках одной и той же вулканической ассоциации конкретной тектоноформационной зоны магмопроводимость можно считать примерно одинаковой для тех уровней, где эти магмы поднимаются совместно.

Фактор магмопроводимости в общем, по-видимому, не может вызвать резких различий интенсивности поступления магм разного состава.

Термическое увеличение объема при полном плавлении считается фактором, способствующим подъему магм. Расширение при плавлении габбро и долеритов, с одной стороны, и гранитов — с другой, различается мало, составляя величину, близкую к 10%. На это указывают данные сводок по плотностям пород, искусственных стекол и расплавов из них (Дэли, 1936; Скиннер, 1969).

Однако реальное увеличение объема при выплавлении базальтоидов должно быть больше, поскольку они, согласно современным представлениям, формируются существенно за счет пород, сложенных минералами не габбровой, а более высокоплотных минеральных ассоциаций — шпинель-пироксеновой и гранат-пироксеновой. Дж. Джоли

и Дж. Пулом (Дэли, 1936) уже давно установлено, что эклогит при переплавлении в стекло увеличивает объем примерно на 1/4.

Таким образом, следует считать, что с точки зрения действия данного фактора, способствующего подъему, базальтовые магмы находятся в более благоприятных условиях, чем кислые. Магмы промежуточного состава находятся в промежуточных условиях. В случае выплавления магм разного состава за счет пород одной и той же минеральной фации (фации глубинности) различие мало. Влияние данного фактора в общем, по-видимому, не может вызвать резких различий интенсивности поступления магм разного состава.

Перепад литостатического (гидростатического) давления относится к числу постоянно действующих и наиболее важных факторов, определяющих подъем вулканических магм.

Имея в виду статистическое увеличение глубины образования магм от салических к основным и ультраосновным, следует считать, что перепад гидростатического давления должен в общем увеличиваться от салических к основным и затем ультраосновным магмам.

Перепад литостатического (гидростатического) давления определяет высоту уравновешенного магматического столба, который может подняться над зоной образования магмы, достичь земной поверхности и начать самоизливаться. По расчетам, высота такого уравновешенного столба для базальтовой магмы составляет 55—60 км в океанических областях и 70—75 км на материковой платформе (Тернер, Ферхуген, 1961; Шейнманн, 1968).

Для салических магм, плотность которых меньше базальтовых (ориентировочно на 10%; см. ниже), высота уравновешенного магматического столба, достигающего поверхности, будет соответственно меньше. Однако для коровых салических магм глубина образования уже недостаточна для самоизлияния под действием перепада литостатического давления.

Таким образом, условия подъема салических магм под влиянием перепада гидростатического давления менее благоприятны, чем для базальтоидных магм, а для промежуточных являются промежуточными. Вклад данного фактора в различие интенсивности поступления магм разного состава, по-видимому, может быть значительным.

Плотность (или объемный вес). Увеличение объемного веса затрудняет при прочих равных условиях механический подъем магм, так как требует большей затраты работы. Хорошо известно, что плотность от базальтовых к андезитовым и далее к риолитовым (или щелочносалическим) расплавам уменьшается. По немногочисленным пока определениям и расчетам, плотность расплавов от базальтов к андезитам уменьшается на несколько процентов (Скиннер, 1969; Bottinga, Weill, 1970). Исходя из статистического соотношения плотностей природных и искусственных стекол изверженных пород (Дэли, 1936, и др.) и плотностей лавовых пород (Белоусов, Дударев, 1965), можно считать, что плотность кислых и щелочносалических расплавов меньше, чем базальтовых, на 10—15%.

Под влиянием давления плотность расплавов горных пород изменяется незначительно. Об этом свидетельствует то, что при 17 кбар плотность стекла гранита повышается на 6,5%, а стекла базальта — на 7,5% по сравнению с плотностью при атмосферном давлении (Дэли, 1936).

Следует отметить, что в лавовой фации и, по-видимому, также в субвулканической базальтовые расплавы по сравнению с кислыми почти на такую же величину богаче пузырьками газов (см. рис. 39), что снижает отмеченное выше различие плотностей.

Вязкость породообразующих расплавов, как известно, зависит прежде всего от количественного соотношения в них главных компонентов. В ряду от базальтовых до риолитовых (или щелочносалических)

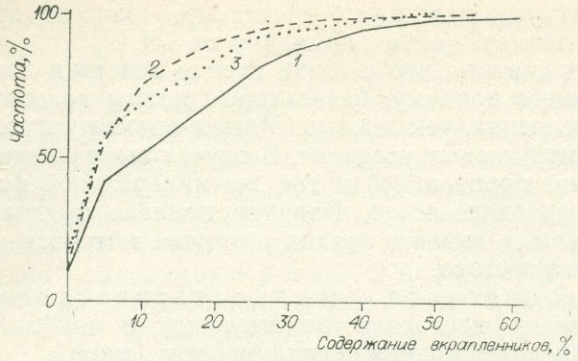



*Рис. 39.* Кумуляты содержаний вкрапленников в вулканитах базальтоидной, кислой и щелочносалической групп рифея — нижнего палеозоя Алтая, Салаира, Горной Шории и Кузнецкого Алатау.

*1* — базальтоидные лавы (1443 шл.); *2* — кислые вулканиты (589 шл.); *3* — щелочносалические вулканиты (147 шл.).

составов при прочих равных условиях вязкость увеличивается в соответствии с повышением суммарного содержания окислов-стеклообразователей — кремнезема и глинозема (Воларович, Толстой, Корчемкин, 1936; Воларович, 1940; Воларович, Леонтьева, Корчемкин, 1940; Эйтель, 1962; Пирогов, Пирогова, 1969; Кларк, 1969; Аппен, 1970; Бэрнем, 1970; Murase, McBirney, 1970). Увеличение вязкости расплавов от базальтов ($10^2$—$10^3$ пуаз) к андезитам достигает 1—2 порядков и затем от андезитов к риолитам и гранитам — еще 2—4 порядков ($10^6$—$10^9$ пуаз) в области ликвидуса и интервала частичной кристаллизации.

Многочисленными исследованиями, главным образом в связи с технологией варки промышленных стекол и каменного литья, установлено, что вязкость силикатных расплавов уменьшается при увеличении содержания щелочей, извести, окислов железа и титана, а иногда при добавлении магнезии (в последнем случае — только при высоких перегревах расплавов над ликвидусом).

Из вулканических пород наименее вязкие расплавы дают меланократовые базальты, что делает их наилучшим камнелитейным сырьем.

Соотношения вязкости между расплавами базальтов и пикритобазальтов и ультраосновных пород пока не изучены.

Пока не имеется экспериментальных данных об изменениях вязкости породообразующих расплавов в области весьма высоких давлений, но установлено, что повышение давлений от 1 атм до 7 кбар в сухих условиях мало влияет на вязкость (Shaw, 1965).

Сильное влияние на вязкость породообразующих расплавов оказывают температура, содержание инородных фаз (кристаллов, газовых пузырьков), содержание растворенных летучих, особенно воды.

С повышением температуры вязкость любых расплавов, как известно, уменьшается. С понижением температуры силикатных расплавов от ликвидуса к солидусу вязкость увеличивается экспоненциально (Эйтель, 1962).

Породообразующие компоненты, снижающие температуру солидуса и ликвидуса силикатных расплавов (например, щелочи, закись железа), снижают изотермическую вязкость этих расплавов.

При оценке относительных температур вулканических магм разного состава следует исходить из того, что они сравнительно редко достигают эффузивной фации в состоянии абсолютного перегрева, т. е. при температурах выше своего ликвидуса. На наших материалах это видно из того, что для афанитовых лав не превышает 10—15% (рис. 39). Однако температуры большинства магм, способных выйти на поверхность, все-таки близки к ликвидусу; во многих лавах объем интрателлурических вкрапленников не больше 10%.

При атмосферном давлении, как показано в настоящей главе с помощью статистической обработки температурных результатов плавления и кристаллизации базальтоидов (см. рис. 21), температуры ликвидуса от базальтов к андезито-базальтам и андезитам либо не изменяются (в толеитовом и высокоглиноземистом ряду), либо уменьшаются (в щелочном ряду).

Силикатный ликвидус гранитового расплава при атмосферном давлении расположен около 1050°С, т. е. ниже, чем у лейкобазальтоидов (Бэрнем, 1970). Однако при давлении 9 кбар (что отвечает нижней части континентальной коры) в сухих условиях ликвидус кислых расплавов (адамеллита, риолита) уже соответствует ликвидусу лейкобазальтоидов с составами кварцевого диорита, андезита, андезито-базальта (Т. Грин, 1968; Т. Грин, Рингвуд, 1968). К андезито-базальтам сухой ликвидус при таком и более высоком давлении повышается.

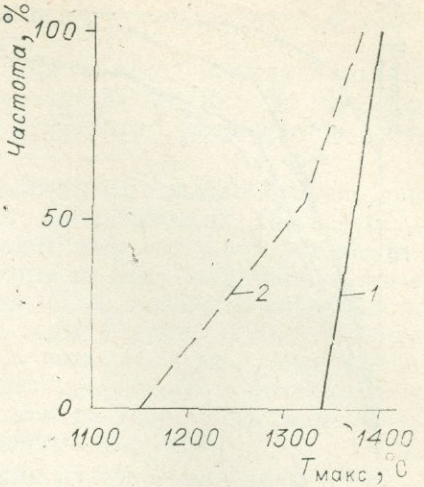



*Рис. 40.* Кумуляты максимальных температур гомогенизации стекловатых включений в ликвидусных минералах вулканитов (по данным И. Т. Бакуменко, В. А. Калюжного и др.).

*1* — максимальные температуры гомогенизации включений во вкрапленниках плагиоклаза андезитов и андезито-дацитов (9 обр. из разных местонахождений); *2* — то же, во вкрапленниках кварца и плагиоклаза кислых вулканитов (4 обр. из разных местонахождений).

В начале кристаллизации самых ранних вкрапленников температура кислых вулканических магм соответствует или несколько уступает температуре андезитовых магм. Это видно из оценок (рис. 40), полученных методом гомогенизации стекловатых включений (Калюжный, 1965; Бакуменко, Коляго, Соболов, 1967; Бакуменко, Лапухов, Шугурова, 1969; Бакуменко, 1970; Бакуменко, Шугурова, Эрлих, Попова, 1970, и др.). Эти данные отвечают довольно сухим условиям интрателлурической кристаллизации вулканических магм (В. С. Соболев, Бакуменко и др., 1970). Высокие температуры (880—1140°С) и низкие $P_{H_2O}$ начала кристаллизации кислых вулканических магм устанавливаются также по составу минералов переменного состава во вкрапленниках (Stormer, Carmichael, 1970; Ewart, Green, Carmichael, Brown, 1971).

В близликвидусной области снижение температуры на 100°С значительно увеличивает вязкость кислого расплава (примерно на 1 порядок) (Бэрнем, 1970); для базальтового расплава это увеличение примерно в 3 раза слабее.

Таким образом, в случае сухих магм за счет тенденции снижения максимальных температур вулканических магм от базальтовых к кислым может получиться заметное дополнительное увеличение вязкости последних с усилением их контраста по вязкости с базальтовыми.

Повышение содержания инородных фаз в расплаве (кристаллов, газовых пузырьков) существенно увеличивает вязкость магматической смеси. В расплаве сухого толеитового базальта присутствие 25% вкрапленников повышает вязкость смеси против вязкости расплава на ликвидусе на 1 порядок, а присутствие 50% вкрапленников способно повысить вязкость базальтовой смеси до величин, характерных для кислых расплавов (Shaw, Wright e. a., 1968). При содержании вкрапленников 50% фактическое повышение вязкости расплава сухого толеита может оказаться больше еще примерно на два порядка за счет снижения температуры смеси и изменения состава остаточного расплава в сторону андезитового. Присутствие газовых пузырьков повышает вязкость расплава примерно на такие же величины, как и присутствие вкрапленников (Shaw, 1965; Shaw, Wright e. a., 1968).

Количественное представление о содержании вкрапленников и газовых пузырьков в вулканических магмах к моменту их излияния и становления дают рис. 39 и 41. Можно видеть, что суммарное содержание этих инородных фаз в базальтовых и андезито-базальтово-андезитовых

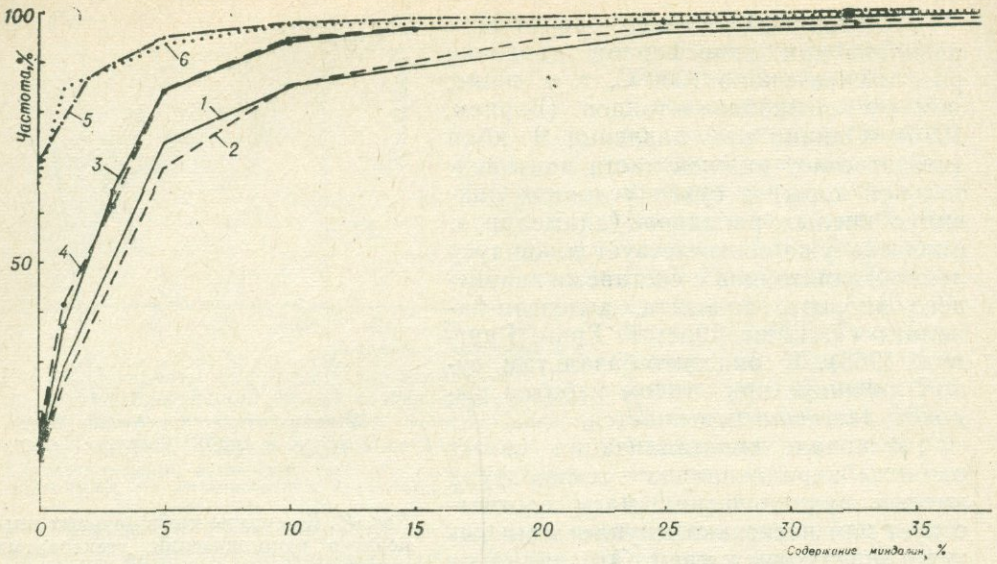



*Рис. 41.* Кумуляты содержаний миндалин в вулканитах базальтоидной, кислой и щелочносалической групп рифея — нижнего палеозоя Алтая, Салаира, Горной Шории и Кузнецкого Алатау.

*1* — базальтоидные лавы комплексов с преобладанием метабазальтов (593 шл.); *2* — базальтоидные лавы комплексов с преобладанием метаандезито-базальтов и метаандезитов (539 шл.); *3* — химически анализированные метабазальты с $b' > 20$ (162 шл.); *4* — химически анализированные метаандезиты и метаандезито-базальты (107 шл.); *5* — кислые лавы и субвулканиты (300 шл.); *6* — щелочносалические лавы и субвулканиты (122 шл.).

лавах примерно одинаково (в среднем около 25%), что может повысить их вязкость примерно на 1 порядок против ликвидусной. В кислых и щелочносалических лавах суммарное содержание вкрапленников и пузырьков примерно одинаково и невелико (в среднем 7—8%), и не должно сильно сказываться на вязкости магм.

В этой связи следует считать, что более низкий уровень порфировости (интрателлурической раскристаллизации) в салических лавах является косвенным отражением того, что реальная вязкость кислых магматических расплавов в общем выше, чем базальтоидных. Подъем кислых вулканических магм с повышенной порфировостью (дополнительно увеличивающей вязкость) более затруднен, и поэтому излияние их менее вероятно, чем базальтоидных магм с такой же порфировостью. Существенное прямое влияние различий вязкости (и соответственно скоростей диффузии в жидкости) на степень интрателлурической раскристаллизации предположить в этом случае трудно, так как эта раскристаллизация на глубине происходит длительно и обычно равновесно (не метастабильно).

Влияние примеси летучих на вязкость породообразующих расплавов определяется главным образом содержанием в них растворенной воды. Поглощение воды силикатными расплавами рассматривается как химическое растворение, с вхождением гидроксила в связь с кремнием (Эйтель, 1962; Франц, Шольц, 1964; Аппен, 1970). Растворимость воды положительно и линейно связана с содержанием щелочей в силикатном расплаве и, следовательно, должна повышаться в ряду расплавов ультрабазит — базальт — андезит — риолит (гранит, пегматит). Эта тенденция подтверждается экспериментальными данными по растворимости воды в породообразующих расплавах (Хитаров, Лебедев, и др., 1959; Кадик и др., 1968; Виар, 1964; Осборн, 1964; Бэрнем, 1970; Хитаров и др., 1971; Кадик и др., 1971; Goranson, 1931; Hamilton, Anderson, 1967; Robertson, Wyllie, 1971; Huang, Wyllie, 1973; Stern, Wyllie, 1973).

Таким образом, растворимость воды в магмах возрастает с повышением их лейкократовости и щелочности.

При давлении 4 кбар содержание растворенной воды в расплаве доходит до 10 вес. %, при 15—30 кбар — до 22—23 вес. %. Разница в растворимости воды между базальтом и гранитом уменьшается с повышением перегрева расплавов.

Растворимость воды в силикатных расплавах гораздо больше, чем растворимость других распространенных магматических газов — $CO_2$, CO, $N_2$. В производственных стеклах главнейшей составной частью газов почти всегда оказывается вода, несмотря на разные количественные соотношения летучих компонентов в шихте. Ярко выражена способность расплавленных стекол поглощать пары воды (Аппен, 1970), которые могут быть удалены из расплава лишь в вакууме. При давлениях до 3—5 кбар растворимость $CO_2$ в расплавах гранитного и базальтового составов примерно на порядок меньше, чем растворимость воды (Кадик, 1971; Кадик, Луканин, Лебедев, Коровушкина, 1972).

Экспериментальные измерения влияния растворенной воды на вязкость имеются только для гранитных расплавов (Виар, 1964; Бэрнем, 1970; Персиков, 1972). Для базальта имеются теоретические расчеты (Murase, 1962).

Добавка воды особенно сильно понижает вязкость расплавов в близликвидусной области и на интервале частичной кристаллизации; при перегреве выше ликвидуса влияние растворенной воды на вязкость уменьшается. Так, в базальтовом расплаве при 1400° С (по расчетам Murase, 1962) уменьшение вязкости при добавлении даже 5—10 вес. % воды должно быть малоощутимым.

Как в кислом, так и в основном расплаве особенно быстрое уменьшение вязкости происходит при введении небольших (до 2 вес. %) добавок воды в сухой расплав. При дальнейшем добавлении таких же количеств воды снижение вязкости уменьшается.

При добавлении до 2 вес. % воды к сухому расплаву нормального гранита вязкость его снижается на 2,5—3,5 порядка, при добавлении 5 вес. % воды — на 4 порядка. При содержании воды 5 вес. % и 700—900°С вязкость расплава гранита составляет 106—107 пуаз (Бэрнем, 1970); вязкость расплава ультращелочного гранита при содержании 5 вес. % воды и 800°С — 104 пуаз (Виар, 1964).

При добавлении 2 вес. % воды к сухому расплаву базальта вязкость его может снизиться на 1 порядок, при добавлении 5 вес. % воды — на 1,5 порядка и составлять в последнем случае при 800—1400°С $10^2$—$10^3$ пуаз (Murase, 1962). Таким образом, при одинаковых добавках воды между расплавами базальта и нормального гранита в области близликвидусных температур сохраняется резкое различие вязкостей (возможно, на 4 порядка).

Точные оценки содержания растворенной воды в вулканических магмах пока невозможны.

По количеству фумарольных газов, отделяющихся на всех стадиях активности современных вулканов и остывания лавовых масс (по наблюдениям на базальтоидных вулканах), содержание газов оценивается ориентировочно в 2 вес. % или больше к количеству лавового материала (Набоко, 1963). Однако это количество газов (так же, как состав их) характеризует зону разгрузки базальтоидных лав, где идет интенсивное просачивание газов через расплавы снизу из вулканических каналов, происходит мобилизация летучих из приповерхностных пород и, по-видимому, не может быть прямо использовано для оценки содержания летучих в глубинной магме.

Содержание связанной воды, выделяющейся при прокаливании порошков свежих базальтовых лав, колеблется от сотых долей до 1 вес. %

(Mooге, 1970а). Содержание связанной воды уменьшается от базальтов к пикрито-базальтам (Шинкарев, Кузнецов, 1970; Mooге, 1970а).

Намечается, что в базальтах содержание воды повышается в сторону щелочных разновидностей (Шинкарев, Кузнецов, 1970; Mooге, 1970); это находится в соответствии с упомянутой прямой зависимостью растворимости воды от содержания щелочей.

В свежих кислых лавах содержание связанной воды обычно варьирует от сотых долей до одного весового процента (Neumann van Padang, 1951; Carmichael, 1964; Nicholls, Carmichael, 1969, и др.). При этом в свежих кислых вулканических стеклах вода содержится в количестве до нескольких десятых долей процента (Наседкин, 1963; Carmichael, 1962; Macdonald, Gibson, 1969; Bailey, Macdonald, 1970).

*Таким образом, в базальтовых и кислых вулканитах содержание* воды снивелировано и в общем низко и отражает далеко прошедшую разгрузку летучих в магмах при малых давлениях.

*Некоторые оценки содержания воды в глубинных магмах можно* сделать, исходя из содержаний конституционной воды в неизмененных интрузивных породах. В горнблендитах и лампрофирах оно доходит до 3—5 вес. % (Hamilton, Anderson, 1967). Эти цифры могут рассматриваться как максимальный предел содержания воды в базальтоидных магмах в условиях коры. Для обычных вулканических базальтовых магм этот предел будет ниже; он может составлять ориентировочно 1 вес. % (В. С. Соболев, Бакуменко и др., 1970).

Правдоподобным считается предположение, что содержание воды в базальтоидных магмах верхов мантии и коры обычно колеблется в пределах от нескольких десятых до 1 вес. % (В. С. Соболев, 1970; В. С. Соболев, Бакуменко и др., 1970; Т. Грин, Рингвуд, 1970; D. Hamilton, Anderson, 1967, и др.).

Реально допустимым максимальным пределом содержания воды в магмах глубинных гранитных ассоциаций некоторые исследователи считают их полное насыщение, т. е. 7—10 вес. % или $P_{H_2O}$=3—5 кбар, а в магмах гипабиссальных (субвулканических) ассоциаций — неполное насыщение до 3—4 вес. % или $P_{H_2O}$ =0,5—1 кбар (Штейнберг, Ферштатер, Фоминых, 1968).

Уже отмеченные выше оценки температур вулканических магм по *включениям во вкрапленниках, а также сравнение минералогического* состава гранитов плутонических и вулкано-плутонических ассоциаций (Штейнберг, Ферштатер, 1968; Штейнберг, Ферштатер, Фоминых, 1968; Ферштатер, Ярош, Меттих, 1969; Бушляков, 1969) показывают, что уровень содержания воды в кислых вулканических магмах (т. е. магмах, склонных к подъему в самые верхние горизонты коры и к излияниям) в общем ниже, чем в магмах плутонических.

При предполагаемых низких уровнях содержания растворенной воды в вулканических магмах сохранится уменьшение вязкости от базальтовых магм к кислым. Оно сохранится и при отмеченном выше уменьшении содержания других фаз в расплавах от базальтовых к кислым. Эффективная вязкость водосодержащих кислых вулканических магм в общем останется, по-видимому, на два-три порядка выше, чем базальтовых.

При подъеме магм в пределах гипабиссальной и субвулканической фаций в результате снижения общего давления и связанного с этим уменьшения растворимости воды и ее разгрузки вязкость должна повышаться, препятствуя выходу магм на поверхность, что может быть особенно существенно для кислых магм. Это обстоятельство подчеркивалось давно (Лодочников, 1936).

Вязкость является, *по-видимому, наиболее важным фактором, оп*ределяющим различие интенсивности перемещения магм разного состава и действующим на всех глубинах.

Насыщение магм летучими (в особенности водой), как отмечается в ряде работ (Штейнберг, Ферштатер, 1968; В. С. Соболев, Бакуменко и др., 1970, и др.), неблагоприятно для их подъема и излияния из-за возможности быстрой потери тепла при адиабатическом расширении и отделении летучих и в результате повышения при этом температур кристаллизации.

Согласно новым экспериментальным данным, насыщенность водой более неблагоприятна для излияния кислых магм, чем базальтовых, ввиду специфического хода кривых ликвидуса и солидуса и разной ширины температурного интервала кристаллизации для этих магм (см. рис. 29 и 30).

Из диаграммы следует, что гранитный расплав, находившийся при температуре ликвидуса, даже при изотермическом подъеме способен сохраниться до дневной поверхности ($P_{H_2O}=0{,}001$ кбар) лишь в случае малого первоначального насыщения водой. Базальтовый расплав при изотермическом подъеме способен дойти до поверхности при гораздо более высоких первоначальных содержаниях воды. Это преимущество базальтового расплава сохранится и при подъеме с охлаждением (когда левые границы полей *3*, см. рис. 29, будут идти вправо и вверх от точек пересечения линии солидуса с нулевой изобарой $P_{H_2O}$). То же самое преимущество базальтовых магм сохранится и при подъеме на гипсометрические уровни с невысокими $P_{H_2O}$ (0,5—1,5 кбар), отвечающими субвулканической или гипабиссальной фации.

Таким образом, водосодержащие кислые магмы должны быть более склонны к застреванию на глубине, чем базальтовые.

Из рис. 29 видно, что при $P_{H_2O}$ около 10 кбар температура солидуса базальта оказывается лишь немного выше таковой гранита; это сохраняется при $P_{H_2O}$ от 10 до 25 кбар (Lambert, Wyllie, 1968). В интервале давлений паров воды 0—10 кбар, по имеющимся данным (Т. Грин, Рингвуд, 1968; Хитаров, Нагапетян, Лебедев, 1969; Büsch, 1970), солидус и ликвидус дацита, кварцевого диорита, андезита, андезито-базальта находятся в промежутке между таковыми гранита и базальта и в общем повышаются и направленно изменяют свой наклон с увеличением меланократовости и уменьшением щелочности в ряду от гранитов к базальтам. В соответствии с этим должна последовательно повышаться склонность к застреванию водосодержащих магм от базальтовых к кислым. Эта склонность должна усугубляться предполагаемым более высоким статистическим уровнем содержания летучих в кислых глубинных магмах по сравнению с базальтовыми на той же глубине.

Газонасыщенность магмы, как известно, учитывается вулканологами в качестве фактора, благоприятствующего подъему и выбросу вулканических магм, поскольку избыточные газы могут существенно увеличить градиент давления в вулканических каналах. В близповерхностных или поверхностных условиях из-за уменьшения давления и охлаждения вулканические магмы неизбежно проходят стадию полного насыщения главными летучими компонентами и выделяют их избыток в газовую фазу.

В самых ранних фумаролах, сопровождающих извержение лав, наиболее обильной по объему составляющей являются пары воды, за ними идут $CO_2$, CO, $H_2$; обычно меньше содержания $N_2$, $SO_2$, $H_2S$ и др. (Набоко, 1959, 1963). Аналогичные данные о составе газов дают химические анализы свежих лав разного состава, излившихся в самой различной обстановке.

На основании изучения вулканических накоплений принято, что кислые магмы более склонны к эксплозивным выбросам, чем базальтовые. Основными причинами, создающими это различие, считаются более высокая вязкость кислых магм (способствующая закупориванию кана-

лов) и повышенная степень насыщенности этих магм растворенными летучими перед разгрузкой. Некоторую роль в этом, по-видимому, играют повышенная растворимость воды в кислых магмах, иное поверхностное натяжение в них и т. д.

Потенциальная энергия «закупоренных» газов, способная разрешиться быстрыми выбросами лав и эксплозиями, очевидно, находится в обратной зависимости от способности магм разного состава к свободному пропуску избыточных газов в виде потока пузырьков.

Влиянием диффузии растворенных газов в силикатных расплавах можно пренебречь, так как ее вклад в разгрузку летучих несоизмеримо мал по сравнению с эмульсионной разгрузкой (Бэрнем, 1970).

Расход газа путем подъема пузырьков равен произведению их объема на скорость подъема.

Для оценки суммарного объема пузырьков в вулканических магмах разного состава при разгрузке летучих мы можем воспользоваться статистическими данными о содержании газовых пузырьков (миндалин) в лавах. Миндалекаменная текстура представляет собой закалочную картину распределения газовых пузырьков. Нами было отмечено (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969), что содержание миндалин в лавах может служить показателем способности вулканических магм к разгрузке газов.

Установлено, что на объем пузырьков в лавах заметно влияет внешнее давление, вследствие чего, например, этот объем меньше в глубоководных, чем в мелководных лавовых покровах (Moore, 1965, 1970). Однако при сопоставлении совокупностей вулканических пород разного состава, ассоциирующихся в одних и тех же структурно-фациальных зонах, внешние давления (глубины застывания) можно полагать в среднем одинаковыми.

На рис. 41 приведены кумуляты содержания миндалин в вулканических породах рифея и нижнего палеозоя Алтая, Салаира, Горной Шории и Кузнецкого Алатау. Учтены только породы, содержащие в основных массах стекло, указывающее на быструю закалку. Ясно видно, что степень миндалекаменности практически одинакова в выборках базальтоидных вулканитов разной основности. Степень миндалекаменности одинакова в кислых и щелочносалических вулканитах. Однако базальтоидные вулканиты по содержанию миндалин (в среднем около 6%) четко отличаются от кислых и щелочносалических (около 0,8%), превышая уровень пузыристости последних примерно в 7,5 раза.

Таблица 46

*Сопряженность между содержаниями вкрапленников и миндалин в базальтоидных лавах рифея — нижнего палеозоя Алтая, Салаира, Горной Шории и Кузнецкого Алатау*

| Породы | Численность пород | |
|---|---|---|
| | миндалин ⩽3% | миндалин >3% |
| С содержанием вкрапленников ⩽15% | 310 | 385 |
| То же, >15% . . . | 254 | 222 |
| | $\chi^2=8{,}33$; | $k=0{,}08$ |

Отметим, что содержание миндалин в базальтоидных лавах изученных нами районов обнаруживают слабую отрицательную корреляцию с содержанием вкрапленников (табл. 46), что косвенно указывает на отрицательную зависимость пузыристости от вязкости расплава (базиса).

Скорость подъема пузырьков в соответствии с законом Стокса определяется уравнением

$$v = \frac{2gr^2(\rho_e - \rho_m)}{9\eta},$$

где $g$ — ускорение силы тяжести; $r$ — радиус пузырьков; $\rho_e$ — плотность расплава; $\rho_m$ — плотность газа; $\eta$ — вязкость расплава.

Учитывая, что для базальтового и кислого расплавов величина разности, заключенной в скобках, отличается мало, отношения скоростей подъема пузырьков в базальтовой ($v_b$) и кислой ($v_a$) магме приближенно можно выразить уравнением

$$\frac{v_b}{v_a} = \frac{r_b^2 \eta_a}{r_a^2 \eta_b}.$$

Приняв, что средний радиус пузырьков в базальтовых лавах в 2—3 раза больше, чем в кислых, а вязкость практически сухой кислой лавы в $10^3$—$10^5$ раз больше, чем базальтовой, получим

$$v_b/v_a \approx (2—3)^2 (10^3—10^5).$$

Отношение расходов потока поднимающихся пузырьков в базальтовой ($q_b$) и кислой ($q_a$) лавах будет равно $\frac{v_b V_b}{v_a V_a}$, где $V_b/V_a$ —отношение суммарных объемов пузырьков в базальтовой ($V_b$) и кислой ($V_a$) лавах. Поставив полученную нами оценку для $v_b/v_a$, будем иметь

$$q_b/q_a \approx 7{,}5\,(4—9)\,(10^3—10^5).$$

Допуская, что на субвулканических уровнях вязкость кислых вулканических магм будет лишь в $10^2$—$10^3$ раза превышать вязкость базальтовых, мы будем все же иметь для этих магм очень большую разницу в способности к эмульсионной разгрузке газов через расплав. Эта разница, по-видимому, должна способствовать скоплению избыточных газов не в верхушечных, а в более глубоких частях очагов или каналов, заполненных вязкими салическими магмами, и подъему последних. Однако этот выигрыш для салических магм не может быть столь же велик, как указанное выше отношение возможных расходов спокойно разгружающихся газов.

Давно было указано на роль вулканических газов в раскупорке вулканических каналов и поддержании жидкостного состояния лав в вулканических жерловинах и озерах (Дэли, 1936). Именно на базальтоидных вулканах интенсивно поднимающиеся избыточные газы должны эффективно препятствовать затвердеванию расплава, или, скапливаясь вверху каналов, способствовать разрушению твердых вулканических пробок. То и другое может облегчать излияния базальтовых лав.

В результате с неодинаковой газопроводностью кислых и основных магм могут быть сопряжены такие контрастные вулканические явления, как сверхмощные выбросы кислых масс игнимбритов и базальтовые лавовые озера.

Та же разница в эмульсионной газопроводности расплавов, по-видимому, может объяснить в какой-то мере и остающуюся до сих пор загадочной повышенную гидротермальную проработку боковых пород возле кислых субвулканических тел, нередко сопровождающуюся оруденением. Не исключено, что ввиду затрудненной разгрузки избыточных летучих в кислых очагах под вулканами инфильтрационный поток летучих существенно направляется в сторону боковых пород и расходуется помимо вулканического канала. Через базальтовые же каналы, возможно, могут эффективно разгружаться избыточные газы не только ювенильные, но и мобилизуемые из боковых пород, вмещающих субвулканические расплавы.

Влияние избыточных газов на подъем магм должно усиливаться с приближением магм к поверхности и затухать с глубиной.

Наши данные о пузыристости лав (см. рис. 41) не дают указаний на то, что расходы свободно разгружающихся газов в базальтах и лей-

кобазальтоидах подвижных зон явно различны. Конечно, не исключено, что могут быть надежно доказаны различия в этом отношении между базальтами и андезитами в других вулканических ассоциациях. По некоторым наблюдениям, отделение летучих из андезитовых потоков происходит более длительно, чем из базальтовых (Набоко, 1963).

Однако, по-видимому, является преувеличенным распространенное представление о том, что андезиты противостоят базальтам как класс лав, резко более склонный к эксплозивным выбросам.

Указанное противопоставление основано на сравнении извержений и эффузивов вулканов подвижных поясов (где развиты базальты с большим количеством лейкобазальтоидов) и стабильных областей (где базальты сопровождаются небольшим количеством лейкобазальтоидов). Доля пирокластолитов среди базальтоидных пород подвижных поясов, по современным статистическим материалам (Rittman, 1967, и др.), действительно резко выше, чем среди базальтоидов стабильных областей. Однако повышенная эксплозивность в подвижных поясах характеризует как лейкобазальтоиды, так и базальты, отличая их от базальтоидов стабильных областей в целом. Таким образом, природа указанного различия является в своей основе не петрографической, а тектоно-формационной и связана, по-видимому, с относительно повышенным статистическим уровнем содержания летучих в магмах подвижных поясов вообще.

Влияние тектонических сил на подъем магм разного состава пока не поддается уверенной сравнительной оценке. В принципе это влияние на магмы любого состава может быть как благоприятным, так и неблагоприятным. Выше уже упоминалась модель, согласно которой в ходе тектоно-магматического цикла происходит смена обстановок тектонического растяжения в коре (с массовым подъемом глубинных базальтоидных магм) *обстановками тектонического сжатия* (с образованием и подъемом коровых кислых магм). Если эта модель (намеченная на основе изменения характера магмопроводящих и магмовмещающих структур) в какой-то мере справедлива, то, как уже отмечено, фактор тектонического режима можно считать несколько более благоприятным для подъема основных вулканических магм, чем кислых. Однако пока нет *никакой уверенности в том, что различие тектонического режима*, действительно, относится к числу сильных факторов, определяющих различия функции поступления магм разного состава. В случае, когда породы разного состава ассоциируют в одних и тех же и в тектонически однотипных формациях, различием влияния тектонического режима на подъем разных магм можно пренебречь.

Важной общей особенностью рассмотренных выше восьми факторов является то, что каждый из них сопряжен с составом магм и при этом каждый может быть аппроксимирован некоторой монотонной (непериодической) функцией от состава магм. Выше состав рассматривался нами в терминах общей основности (меланократовости — лейкократовости) и частью более детально.

От базальтовых составов к кислым (или щелочносалическим) влияние каждого из этих факторов либо увеличивается, либо уменьшается.

Введем обозначения для вкладов каждого фактора в поступление магм:

$f_1(X)$ — магмопроводимости,
$f_2(X)$ — термического увеличения объема,
$f_3(X)$ — перепада литостатического давления,
$f_4(X)$ — плотности (объемного веса) магм,
$f_5(X)$ — вязкости магм,
$f_6(X)$ — пересыщения магм водой,
$f_7(X)$ — избыточных газов,
$f_8(X)$ — тектонических сил.

Если эти вклады выразить в одной и той же размерности объема или расхода, то функция поступления магм сведется к алгебраической сумме вкладов:

$$F[f_i(X)] = \sum_{i=1}^{i=8} f_i(X).$$

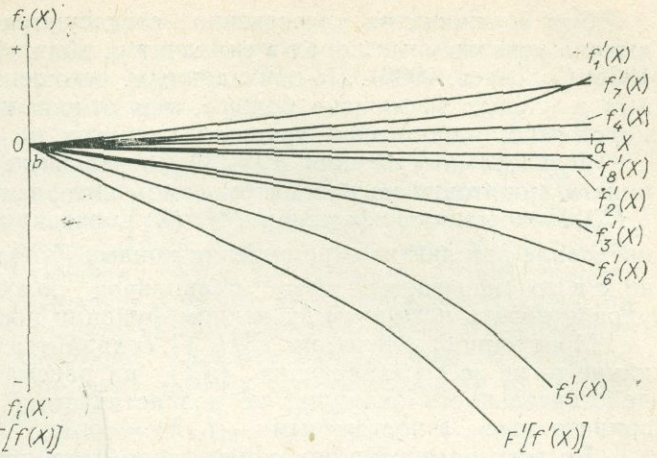



*Рис. 42.* Приблизительный характер графиков функции поступления $F[f(X)]$ и ее слагаемых $f_i(X)$.
$X$ — ось состава; $b$ — базальтовый состав; $a$ — кислый состав.
*Объяснение слагаемых функций поступления* $f_1(X), \ldots, f_8(X)$ см. в тексте. Значение $F[f(X)]$ и $f(X)$ в точке $b$ условно приравнено нулю.

Не зная абсолютных величин $f_i(X)$, мы можем, однако, представить примерный характер графиков этих функций на интервале от базальтовых до кислых (или салических) составов, приняв какую-либо условную ординату начала этих графиков. На рис. 42 показан примерный характер графиков $f_2(X)$, $f_3(X)$, $f_5(X)$, $f_6(X)$, $f_8(X)$ — факторов, уменьшающих значение функции поступления при переходе от базальтовых к кислым составам по абсциссе $X$; графиков $f_1(X)$, $f_4(X)$, $f_7(X)$ — факторов, повышающих значение функции поступления на данном интервале.

Начальные ординаты графиков при базальтовом составе ($b$) приняты за нуль. При этом условном положении графиков найдены условные ординаты и условная форма функции поступления $F[f(X)]$.

Знак и наклон линий $f_i(X)$ приняты на основании качественных и полуколичественных оценок, вытекающих из проведенного выше сравнительного рассмотрения свойств и других параметров, контролирующих перемещение магм в диапазоне составов от базальтовых до салических.

Нами принято, что по абсолютному значению наибольший вклад в изменение функции поступления на интервале от $b$ до $a$ дает разница вязкостей $f_5'(X)$. За нею следует разница насыщений водой $f_6'(X)$ и затем разница перепадов литостатического давления $f_3'(X)$. Принято, что влияние разницы перепадов литостатического давления $f_3'(X)$ не погашается влиянием разницы сопротивления магмоводов $f_1'(X)$, т. е $f_3'(X) > f_1'(X)$. Влияния разницы сопротивления магмоводов $f_1'(X)$, разницы термического увеличения объемов $f_2'(X)$ и разницы действия избыточных газов $f_7'(X)$ принимаются одинаковыми или близкими. Влияние разницы плотностей (объемных весов) $f_4'(X)$ и разницы тектонических сил $f_8'(X)$ принимается малым.

Для наиболее крупных составляющих $f_5'(X)$, $f_6'(X)$, $f_3'(X)$ принят нелинейный характер зависимости от $X$ с увеличением крутизны графиков в сторону кислых составов (что в случае фактора вязкости $f_5'(X)$ сомнений не вызывает). Поведение остальных составляющих аппроксимировано линейной зависимостью от $X$.

При принятых приближениях значения функции поступления магм в вулканическую фацию в условных ординатах, очевидно, связаны соотношением $F'[f(b)] > F'[f(a)]$, т. е. они выше для магм базальтового, чем кислого, состава.

Эти соотношения качественно согласуются с оценками площадей выхода изверженных пород в складчатых областях США и СССР (Дэли, 1936; Соловьев, 1936). По этим данным, отношение объемов базальтоидных и кислых эффузивов больше, чем отношение объема интрузивных пород габбро-диоритовой группы и гранитов, на 1,5—2 порядка.

Функция поступления $F'[f'(X)]$ в условных ординатах, как можно видеть, монотонна на рассматриваемом интервале, как монотонны и все $f_i'(X)$. Монотонность функции $F'[f'(X)]$, очевидно, сохраняется на этом интервале при любом перемещении кривых $f_i'(X)$ по ординате, в том числе и в то (неизвестное нам) правильное положение, которое будет удовлетворять истинным значениям функции поступления $F[f(X)]$.

Монотонность функции $F[f(X)]$ сохранится и в том случае, если *какие-то из ее составляющих* $f_i(X)$ *на рассматриваемом интервале* в действительности окажутся не возрастающими или убывающими, как принято здесь, а постоянными — $f_i(X) = \text{const}$.

Во всех рассуждениях о поведении функции поступления и ее составляющих выше подразумевалось поведение некоторых усредненных значений для заданных составов. Связь функции поступления и ее слагаемых с составом в действительности является, безусловно, стохастической.

Для щелочносалических магм сравнительный анализ факторов, влияющих на их поступление, более затруднен, так как ряд их характеристик (в частности, вязкостных) почти не изучен. Однако для магм в ряду от трахибазальтовых через трахиандезитовые до трахитовых, по-видимому, *сохраняются, в принципе, те же соотношения, которые были* показаны выше для магматического ряда с обычной щелочностью.

Проведенный выше разбор факторов, контролирующих перемещение магм, при всей приблизительности сделанных оценок позволяет утверждать следующее.

1. *Функция поступления магм, учитывающая основные физико-геологические* факторы их перемещения, изменяется монотонно по оси составов, и поэтому с нею не может быть связано устойчивое неодномодальное распределение составов пород в вулканических (и, по-видимому, вообще магматических) ассоциациях, объединяющих базитовые и салические породы. Следовательно, нет оснований усматривать причину указанной устойчивой неодномодальности распределения составов в какой-*либо периодической зависимости поступления магм от их состава.*

2. Действие основных физико-геологических факторов подъема магм имеет определенную сопряженность с химическим и фазовым составом магм. Поэтому с неизбежностью подъем и поступление магм в эффузивную фацию происходит избирательно. В ряду магм (от базальтовых до *салических) более способны к выходу на поверхность:* а) менее кислые магмы (как более текучие); б) магмы, обогащенные главными и второстепенными породообразующими компонентами, повышающими текучесть; в) магмы, менее насыщенные водой, более высокотемпературные (с соответствующими особенностями состава силикатной части); г) магмы, бедные кристаллическими фазами. Поэтому природное «опробование» магм глубинных очагов через вулканические каналы, в принципе, *представляет собой «опробование» с некоторым систематическим искажением.* Подъем магм оказывается способом сепарации составов магматических масс — своеобразной «дифференциацией» без дифференциации магмы в собственном смысле.

С учетом этой сепарации могут быть поняты некоторые систематические *различия состава между породами интрузивной фации и их эффузивными аналогами.*

3. Сепарация магматических масс путем избирательного подъема представляет собой одно из принципиальных объяснений (помимо объяснений, учитывающих процессы магмообразования) факта наибольшей

распространенности, с одной стороны, гранитных интрузий, а с другой — базальтоидных эффузивов среди магматических образований коры. Разгадка этого факта давно (Дэли, 1936; Лодочников, 1936) считается одной из основных проблем петрологии.

4. Отношение объема салических магм к базальтоидным в глубинной зоне их образования в общем случае должно быть больше, чем наблюдаемое отношение салических вулканитов к базальтоидным. Поэтому даже при малом развитии пород кислой или щелочносалической группы в вулканическом комплексе следует иметь в виду возможное значительное развитие соответствующих магм на глубине. Иначе говоря, наличие в вулканическом комплексе пород кислой или щелочносалической группы независимо от их относительного количества следует рассматривать как факт, имеющий, возможно, серьезное петрологическое значение для данной ассоциации. Этот факт должен учитываться при классификации вулканического комплекса.

### *Распределение составов магм при их фракционном выплавлении*

Недавно Д. Пресналом (Presnall, 1969) показано путем анализа трехкомпонентных диаграмм плавкости состав — температура, что *при фракционном плавлении серия последовательных выплавок по* своему составу получается прерывной (в то время как при фракционной или равновесной кристаллизации серия остаточных расплавов всегда непрерывна).

Рассмотренные Д. Пресналом случаи относятся к системам с тройной и бинарной эвтектиками и котектикой двух фаз переменного состава. Именно к этим трем случаям в первом приближении сводятся кислые, щелочносалические и базальтоидные магматические системы.

*В системе с тройной эвтектикой* (рис. 43) *первой выплавкой из* субстрата состава $X$ будет тройная эвтектика состава $t$. В случае идеального фракционного плавления (т. е. при немедленном удалении выплавок по мере их образования) выплавление расплава состава $t$ при нагревании будет продолжаться без повышения температуры до тех пор, пока состав смеси остаточных кристаллов не достигнет точки $m$ на линии бинарной эвтектической системы $AB$. При дальнейшем нагревании температура системы будет повышаться, но плавление не начнется до тех пор, пока температура не достигнет точки двойной эвтектики $p$. При дальнейшем нагревании системы будет фракционно выплавляться без повышения температуры эвтектика состава $p$, пока состав остаточных кристаллов не достигнет точки $B$. При еще большем нагревании температура без плавления будет повышаться до точки плавления твердой фазы состава $B$; эта фаза затем может быть расплавлена при постоянной температуре. Таким образом, при полном фракционном плавлении системы серия выплавок будет дискретной и состоять из трех расплавов резко различного состава — $t$, $p$ и $B$.

Рассмотренный случай, очевидно, применим к объяснению распределения составов в тех магматических ассоциациях, где породы, соответствующие тройным эвтектикам (кислые, фонолитовые), ассоциируют с породами, близкими к двойной эвтектике (трахитовыми).

*В системе с котектикой двух фаз переменного состава* (рис. 44) первой выплавкой из субстрата состава $X$ будет котектическая выплавка состава $s$ (точка $X$ находится из пересечения котектической линии и касательной в точке $X$ к линии состава твердых фаз). При дальнейшем фракционном плавлении составы выплавок при некотором повышении температуры будут смещаться вдоль котектической линии, пока не достигнут точки $d$. При этом состав остаточных кристаллов окажется в

некоторой точке $g$ на линии смесей изоморфных компонентов $B$ и $C$. При дальнейшем нагреве плавление прекратится, пока не будет достигнута температура плавления состава $g$. При дальнейшем повышении температуры произойдет фракционное выплавление жидкостей с составами от $g$ до $C$. Таким образом, серия фракционных выплавок будет состоять из двух разобщенных по составу совокупностей: $sd$ и $gC$.

Данная система близко соответствует гаплобазальтовой системе диопсид ($A$) — альбит ($B$) — анортит ($C$).

Из рис. 43 и 44 видно, что скачки составов фракционных выплавок обусловливаются выбытием (полным расплавлением) того или иного из главных компонентов системы, а составы этих выплавок опираются на эвтектики или относительно низкоплавкую котектику минералов переменного состава.

Из рис. 43 следует, что узко обособленные составы фракционных выплавок, опирающиеся соответственно на тройную и бинарную эвтектики, будут образованы при всем возможном разнообразии составов исходного материала в пределах системы, причем независимо от прерывности или непрерывности распределения составов исходного материала. Из него ясно также, что фракционное выплавление двойной эвтектики (например, нормальной сиенитовой) будет происходить только при отсутствии в субстрате нормативного избытка минералов, входящих в более низкоплавкие тройные эвтектики (кварц, нефелин), или после исчерпания этих последних в ходе плавления.

Из рис. 44 следует, что составы фракционных выплавок падают на довольно компактный интервал вдоль котектической линии при ма-

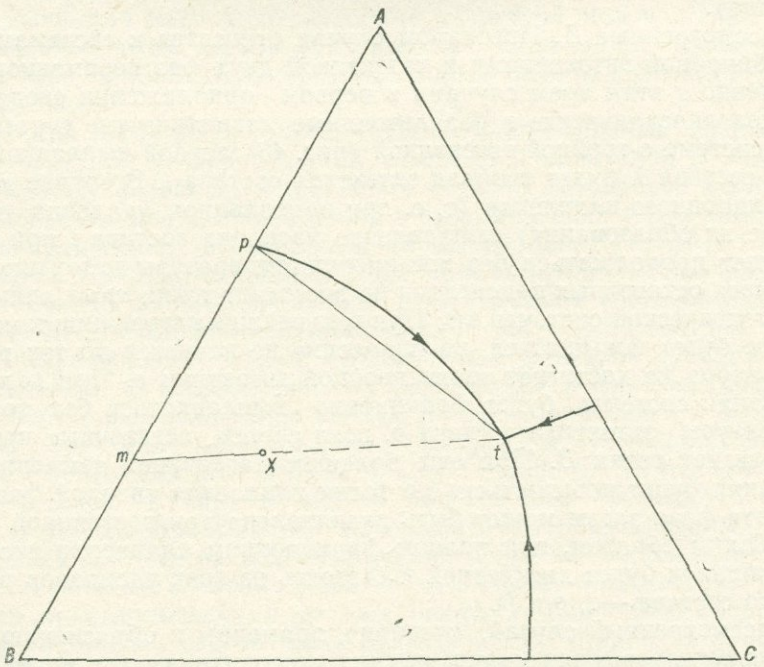



*Рис. 43.* Диаграмма составов расплавов, получаемых при фракционном плавлении субстрата с составом $X$ в трехкомпонентной эвтектической системе, по Д. Пресналу (Presnall, 1969).

Жирные линии — котектические моновариантные линии; стрелки на них показывают понижение температуры.

$X$ — *исходный состав субстрата*; $t$ — *тройная эвтектическая точка, соответствующая составу фракционной выплавки из субстрата с составом* $X$; $Xm$ — интервал изменения составов остаточных кристаллов при прогрессирующем выплавлении эвтектики из субстрата с составом $X$, $tp$ — подъем температуры без плавления; $p$ — бинарная эвтектическая точка, соответствующая составу выплавки из остаточной смеси кристаллов состава $m$; $tB$ — подъем температуры без плавления; $B$ — точка плавления остаточных кристаллов компонента $B$.

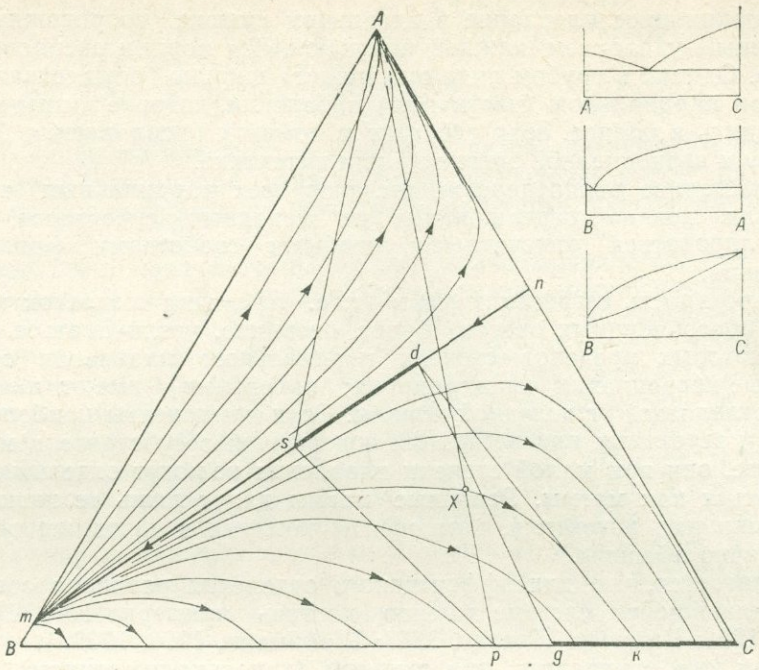



*Рис. 44.* Диаграмма составов расплавов, получаемых при фракционном плавлении субстрата с составом *X* в трехкомпонентной системе с полной смесимостью компонентов *B* и *C* в твердой фазе и полной несмесимостью компонентов *A* и *B*, *A* и *C* в твердой фазе, по Д. Пресналу (Presnall, 1969), с изменениями.

*nm* — котектическая моновариантная линия; стрелки на ней показывают понижение температуры; тонкие линии со стрелками — линии составов твердых фаз при фракционном плавлении;
*Ap* — проекция изотермы, отвечающей точке плавления компонента *A*; *X* — исходный состав субстрата; *s* — состав первого (наиболее низкотемпературного) котектического расплава, получаемого при фракционном плавлении субстрата с составом *X*;
*d* — состав последнего (наиболее высокотемпературного) котектического расплава, получаемого при продолжающемся фракционном плавлении субстрата с составом *X*; *sd* — интервал изменения составов получаемых котектических выплавок; *dg* — подъем температуры без плавления; *g* — первый (наиболее низкотемпературный) состав расплава при фракционном плавлении остаточных смешанных кристаллов, состоящих из компонентов *B* и *C* (устанавливается опытным путем); *gC* — интервал изменения составов выплавок, получаемых при прогрессирующем фракционном плавлении остаточных смешанных кристаллов. В правом верхнем углу — три бинарные системы, соответствующие сторонам трехкомпонентной системы.

лых содержаниях компонента *B* (альбит в базальтоидной системе). Только при повышенных содержаниях компонента *B* в исходном материале возможны богатые этим компонентом (альбитом) салические выплавки.

Таким образом, мы получаем вполне состоятельный с физико-химической точки зрения и теоретически универсальный механизм, который может быть привлечен к объяснению устойчиво неодномодального распределения составов магматических пород, выраженного, в частности, минимумами между базальтоидной, кислой и щелочносалической группами.

Так как указанная неоднородность распределения составов пород в вулканических (и вообще ортомагматических) ассоциациях представляет устойчивую общую закономерность, естественно предположить, что фракционное выплавление является весьма обычным процессом при образовании не только базальтоидных, но также кислых и щелочносалических магм.

Фракционное плавление в идеальном смысле (сопровождаемое немедленным удалением каждой получающейся порции расплава) невозможно. Однако в грубом виде оно может широко осуществляться при обычном парциальном (частичном) плавлении, которое в пределе может переходить в полное, если субстрат к моменту расплавления близок по составу к низкоплавкой эвтектике или котектике.

Суммарное распределение составов всех парциальных выплавок, рано или поздно отделившихся от исходных субстратов, должно контролироваться отмеченными особыми свойствами фракционного плавления.

Вероятность сегрегации магм (т. е. отделения выплавок и образования обособленнных очагов) будет, очевидно, увеличиваться с ростом до некоторых пределов степени парциального плавления субстрата. Скудные первоплавки (межзерновые, капельные) имеют наименьший шанс отделиться от исходной породы. Если компоненты наиболее низкоплавкой эвтектики или котектики содержатся в субстрате в малом количестве, они при малой степени плавления не могут отделиться и реализоваться как магмы. Реальные магмы дадут лишь те низкоплавкие эвтектики или котектики, компоненты которых в исходных субстратах достаточно обильны.

Считается, что для эффективного отделения расплава содержание его в плавящейся системе должно достичь примерно 10—20% (Ringwood, 1962; Винклер, Платен, 1968; Шейнманн, 1968, 1969а).

Как уже отмечалось, при скудном (капельно-пленочном) содержании расплава в породе для сегрегации его требуются слишком большие промежутки времени, не соизмеримые с продолжительностью магматического цикла (Шейнманн, 1968).

Этим сужается поле составов глубинных пород, способных реально давать магмы кислого и ультращелочного составов. Например, щелочной и не очень меланократовый субстрат с незначительным содержанием нормативно избыточного кварца или нефелина реально даст при продвинутом плавлении, необходимом для эффективной сегрегации расплава, уже трахито-латитовые магмы с уклоном в сторону пересыщения или недосыщения кремнеземом. По тем же причинам практически не дадут самостоятельных очагов щелочносалические первовыплавки из щелочных меланократовых субстратов; при продвинутом плавлении получатся базальтоидные магмы.

Пока выплавка не слишком обильна (до 20—25% по объему) и не разрушает кристаллического каркаса исходной породы, ее отделение мыслимо только путем фильтр-прессинга, который для фракционирования выплавок на этом этапе совершенно необходим. Для фильтр-прессинга здесь благоприятна обстановка прогрессивного разогрева и растущего термического расширения расплава, диаметрально противоположная условиям при кристаллизации.

После разрушения кристаллического каркаса исходной породы дальнейшее фракционное отделение выплавки возможно путем фракционирования кристаллов. Сильно продвинутое плавление с разрушением каркаса при прочих равных условиях более вероятно в тех глубинных породах зоны магмообразования, которые ближе всего отвечают низкоплавким эвтектикам или котектикам.

Из сказанного следует, что широко используемое нами рабочее предположение об автономной природе базальтоидных, кислых и щелочносалических магм в вулканических ассоциациях можно конкретизировать как гипотезу об автономном выплавлении этих магм на основе качественно разных котектик в результате процесса, близкого фракционному плавлению. Ограниченное число низкоплавких породообразующих групп котектик определяет и ограниченное число ортомагматических породных групп.

## *О ПРИМЕНИМОСТИ ГИПОТЕЗЫ ВЫПЛАВЛЕНИЯ К ВУЛКАНИЧЕСКИМ МАГМАМ РАЗНОГО СОСТАВА, О ХАРАКТЕРЕ И ЗОНАЛЬНОСТИ МАГМООБРАЗУЮЩИХ СУБСТРАТОВ*

Одним из конечных результатов петрогенетического изучения вулканической ассоциации должно быть заключение о том, на основе каких силикатных субстратов возникли глубинные магмы, давшие эту ассоциацию.

Сейчас всеми петрологами так или иначе признается, что исходные субстраты в случае вулканических магм могут иметь разный состав — от салического в коре до фемического в верхней мантии.

Большинство петрологов сходится на том, что ультраосновные вулканические магмы, а также все или главная часть базальтоидных магм образуются за счет фемических субстратов верхней мантии, а главная часть кислых магм получается за счет сиалических субстратов коры.

По целому ряду причин, главной из которых было засилие фракционной концепции Боуэна и исключительное внимание к базальтовой магме, вопрос о самостоятельных источниках кислых вулканических магм был широко поставлен только в прошлом десятилетии, в первую очередь в работах советских петрологов. По тем же причинам не привлекал широкого интереса до последнего времени вопрос о самостоятельных источниках щелочносалических эффузивных магм.

### *Базальтоидные магмы и исходные субстраты*

За последнее десятилетие под влиянием геофизических данных о наличии подкоровых очагов расплава под вулканами (Горшков, 1956; Macdonald, 1961, и др.) и астеносферного слоя и величине тепловых потоков к поверхности коры подавляющее большинство петрологов склонилось к мнению, что непосредственные источники вещества для базальтоидных расплавов, питающих вулканы, располагаются всегда или обычно в верхней мантии. При этом там может переплавляться и бывший коровый материал, тектонически погрузившийся под раздел Мохо в геосинклинальных зонах и зонах Беньофа. Допускается, что генерация базальтоидных магм может происходить частью в зоне пониженных скоростей — астеносфере, на глубинах от 80 до 400 км (где многие авторы предполагают хроническое присутствие силикатного расплава среди плава среди твердых фаз), а частью в надастеносферной части мантии твердых фаз), а частью в надастеносферной части мантии и низах коры, где магматические очаги возникают спорадически, проявляясь каждый раз в более или менее разрозненных во времени магматических циклов.

В разделе настоящей главы о базальтоидных котектиках были сведены материалы, которые показывают, что непосредственным источником выплавления базальтоидных магм в принципе могут быть весьма различные глубинные породы — от глиноземистых ультрабазитов (лерцолитов, пироксенитов) до пород базальтоидного состава (эклогитов и габброидов).

К настоящему времени накопились косвенные геофизические и прямые данные анализа включений глубинных пород в кимберлитах и базальтах, показывающие, что реальный ряд составов пород на уровнях возможного образования базальтоидных магм (верхи мантии и низы коры) довольно широк и включает в себя различные высокооливиновые ультрабазиты, пироксениты, эклогиты и габброиды и переходные между ними разновидности (Н. В. Соболев, 1968; Масуренков, Колосков, Ермаков, 1969; Добрецов, Добрецова, 1969; White, 1966; Kuno, 1969; Brous-

se, Ildefonse, 1969); Frisch, 1969; McCall, 1969; McGetchin, Silver, 1969; Kutolin, Frolova, 1970, и др.). Петрологи в последние годы были поставлены перед необходимостью так или иначе учитывать неоднородность состава субстратов на глубинах образования базальтоидных магм (В. С. Соболев и др., 1964, 1967, 1970, 1971).

Относительные количества глубинных включений разного состава (гипербазитовых, пироксенитовых, эклогитовых) в базальтах и кимберлитах, по данным многочисленных исследований, позволяют считать, что пироксены и эклогиты в верхней мантии сильно уступают по количеству высокооливиновым гипербазитам. Доверительные статистические оценки доли пироксенитов и эклогитов на уровнях верхней мантии не могут быть сделаны по включениям, поскольку не всегда ясна глубина заимствования последних, а сохранение тугоплавких высокооливиновых и более легкоплавкий пироксенитовых и эклогитовых включений, захваченных кимберлитовой или базальтовой магмой, неодинаково.

В петрологии базальтоидов пока не установилось стремления к какому-либо гармоническому учету указанной неоднородности состава глубинных масс. Наоборот, в последние годы растет число гипотез о разных взаимоисключающих источниках базальтоидных магм, претендующих на универсальность. При этом большинство петрологов принимают главным непосредственным источником вещества для базальтоидных магм ультраосновные субстраты, господствующие в верхней мантии. Произошел отход от ранее распространенной гипотезы (W. Kennedy, 1938; Тернер, Ферхуген, 1961; Ю. А. Кузнецов, 1964, и др.), по которой мощным непосредственным источником выплавления базальтоидных магм могли быть базальтоидные субстраты, сконцентрированные главным образом в «базальтовом» слое коры.

Гипотеза о том, что все или почти все базальтоидные ассоциации непосредственно берут свое начало от протобазальтоидных выплавок из ультраосновного вещества, наиболее правилась среди сторонников петрологической школы Боуэна. Это вызвано целым рядом обстоятельств.

1. Со времени выхода труда Боуэна среди сторонников его концепции в основном сохранилась вера в чрезвычайную эффективность фракционирования магмы в течение одиночного цикла ее существования, от момента возникновения до раскристаллизации. Считается допустимым объяснение в рамках одиночного цикла фракционной кристаллизации любых вариаций состава в рядах пород, в том числе простирающихся от базальтовых (или еще более фемических) составов до салических (кислых или щелочносалических).

2. Петрологи американской школы и ее последователи за последнее время значительно продвинулись в области экспериментов по парциальному плавлению силикатного вещества ультраосновных пород и смесей при высоких давлениях, отвечающих мантийным. Установлено, что возникающие в этих условиях базальтоидные протовыплавки являются меланократовыми, близкими к пикрито-базальтам (Бойд, Ингленд, 1968; Дэвис, Шерер, 1968; Мак Грегор, Рингвуд, 1968; O'Hara 1963a, b. c; O'Hara, Yoder, 1963; Ito, Kennedy, 1967; D. Green, Ringwood, 1967, 1970; D. Green, 1970; D. Green, Hibberson, 1970б). В рамках гипотезы фракционной кристаллизации Боуэна не было очевидных препятствий к тому, чтобы поставить такие протовыплавки в начало фракционного ряда вместо исходной базальтовой магмы, близкой к плагиоклаз-пироксеновой котектике, предполагавшейся ранее (Боуэн, 1933).

3. Многочисленные новые опыты по частичному плавлению и кристаллизации показали, что в изменяющейся термодинамической обстановке (температура, давление, присутствие воды, степень парциального плавления) протобазальтоидные выплавки из одной и той же ультраос-

новной смеси обнаруживают некоторые вариации состава, благоприятные для получения базальтоидов разных известных уклонов при дальнейшем эффективном фракционировании.

В этой ситуации представлялась правомерной простая схема образования базальтоидов, а именно: ультраосновной субстрат — протобазальтоидная выплавка — базальтоиды изверженных ассоциаций. Вариантами этой схемы являются наиболее известные и детально проработанные модели с пиролитом (Рингвуд, 1964; Д. Грин, Рингвуд, 1968б; D. Green, 1970) и гранатовым лерцолитом (O'Hara, 1965, 1969) в качестве исходного субстрата.

В последнее время некоторыми исследователями (Йодер, Тилли, 1965; Кутолин, 1971; Tilley, Yoder, 1964; Kornprobst, 1970, и др.) подчеркивается возможная существенная роль глиноземистых пироксенитов в выплавке базальтов.

Не останавливаясь на рассмотрении этих и других моделей (которое можно найти в работах: Йодер, Тилли, 1965; Д. Грин, Рингвуд, 1968б; Т. Грин, Рингвуд, 1968; Шейнманн, 1968; Кутолин, 1969; Шинкарев, 1970; O'Hara, 1965, и др.), отметим, что само растущее их число указывает на необходимость некоторой упорядоченной синтетической модели источников базальтоидных магм. При этом нельзя отрицать полезность каждой уже выдвинутой гипотезы для выяснения возможностей плавления отдельных типов глубинных горных пород.

По-видимому, необходимой методологической предпосылкой для построения такой обобщенной модели должно быть широкое признание полифилии исходных субстратов (так же, как широкой полифилии «первичных» магм, о которой говорилось выше в данной главе).

Элементы полифилитического подхода в вопросе об источниках базальтоидных магм разными авторами в той или иной мере используются. Сейчас уже трудно встретить защитников единого и единственного глубинного субстрата базальтоидных магм. Например, авторы новейшей концепции выплавления базальтоидных магм из стандартного субстрата — пиролита (Д. Грин, Рингвуд, 1968) — делают исключение для лейкобазальтоидных магм, предполагая для них иные источники. Из новейших концепций об источниках выплавления базальтов полностью монофилитической в этом смысле является концепция O'Хары (O'Hara, 1965).

Полифилитический подход к проблеме глубинных субстратов для базальтоидных и других магм глубоко правомерен в том отношении, что предполагает хотя бы в самом общем виде учет возможного многообразия субстратов к началу образования магм данного вулканического цикла, т. е. учет их геологической предыстории, в общем случае сложной. В монофилитических построениях последняя попросту игнорируется.

Пока можно назвать не так много работ, где специально подчеркивается необходимость учитывать длительное и многоступенчатое вызревание и связанную с этим сложность строения глубинных субстратов, непосредственно дающих базальтоидные выплавки (Ярошевский, 1965; Масайтис, 1970б; Белоусов, 1970а; А. Энгель, 1970, и др.).

Представление об исключительной роли мантийных высокооливиновых ультрабазитов лерцолитового или близкого к ним типа в выплавке базальтоидных магм оказывается в противоречии с целым рядом геологических данных об эффузивных ассоциациях.

Из этих данных отметим следующие.

1. Часто устанавливается внезапное появление и быстрый темп извержений базальтовых и лейкобазальтовых магм, образующих на больших территориях и за промежутки геологического времени малой и умеренной продолжительности (миллионы и десятки миллионов лет) толщи базальтоидов мощностью по нескольку километров.

При этом во многих случаях обнаруживается геологически быстрая региональная смена резко различных по составу, соразмерно мощных и, несомненно, петрологически самостоятельных базальтоидных комплексов, развитых на одних и тех же площадях.

Это характерно для многих вулканических зон подвижных поясов, материковых платформ, а также океанов (Менард, 1966) и не согласуется с возможностями сегрегации скудных протобазальтоидных выплавок из ультрабазитов. По примерным расчетам (Жарков, 1964; Шейнманн, 1968), концентрация капельных и пленочных межзерновых обособлений базальтоидного расплава в значительные очаги требует времени, соразмерного со всем этапом существования земной коры.

2. Обычное отсутствие излияния пикрито-базальтовых магм (возникших в равновесии гипербазит — расплав) не только в комплексах подвижных поясов (за небольшим исключением), но и в большинстве вулканических ассоциаций кратонов. Пикритовые в своей основе вулканические ассоциации крайне редки.

3. Устанавливается прямая статистическая сопряженность этапов массовых базальтоидных извержений с подъемом уровня земной поверхности в пределах частных тектоно-формационных зон, указывающая на то, что выплавление больших объемов базальтоидных расплавов (сопровождающееся расширение масс в зоне магмообразования и воздыманием поверхности над ней) происходит геологически кратковременно, непосредственно предшествует массовым излияниям или совпадает с ними.

Эти противоречия снимаются в модели, которая в первом схематическом варианте («модель коронарных базальтоидных субстратов») была описана в статье (Белоусов, 1970а). Основные положения этой схемы смыкаются с идеями о преимущественном выплавлении базальтоидных магм из близких к ним по составу субстратов (Kennedy, 1938; Ю. А. Кузнецов, 1964) и о «магматогенной короне» в надастеносферных слоях Земли, являющейся результатом длительной и сложной истории глубинного магматизма и магматической переработки глубинных пород (Поспелов, 1959).

По-видимому, правомернее говорить о «коронарной модели базальтоидных и близких к ним по составу субстратов», учитывая возможное эффективное участие в образовании базальтоидных магм таких глубинных пород, как глиноземистые пироксениты.

Основные положения схемы сводятся к следующему.

1. В надастеносферной части мантии на путях многократного подъема базальтоидных и несколько более меланократовых, но еще достаточно низкоплавких расплавов, из их задержавшихся и закристаллизованных порций сформирована коронарная система (сеть) тел базальтоидного (включая пикрито-базальтовые) и пироксенитового составов (рис. 45). Эта система пронизывает преобладающие высокооливиновые ультраосновные породы мантии и может систематически и постепенно «подпитываться» сравнительно низкоплавкими выплавками астеносферы. Базальтоидные и пироксенитовые массы в этой коронарной системе находятся в минеральных фациях высоких давлений (эклогитовой, гранато- или шпинелево-пироксенитовой) и по своим плотностным и сейсмическим характеристикам близки к высокооливиновым ультраосновным породам мантии. Предполагается, что абсолютные объемы базальтоидных и близких к ним субстратов в коронарной системе достаточно велики для того, чтобы обеспечить в вулканические периоды генерацию больших масс расплавов. Составом этих относительно легкоплавких субстратов существенно определяются особенности состава возникающих на их основе базальтоидных магм.

2. В соответствии с меняющимися фазовыми равновесиями фемических масс при разных давлениях в экспериментах (Йодер, Тилли,

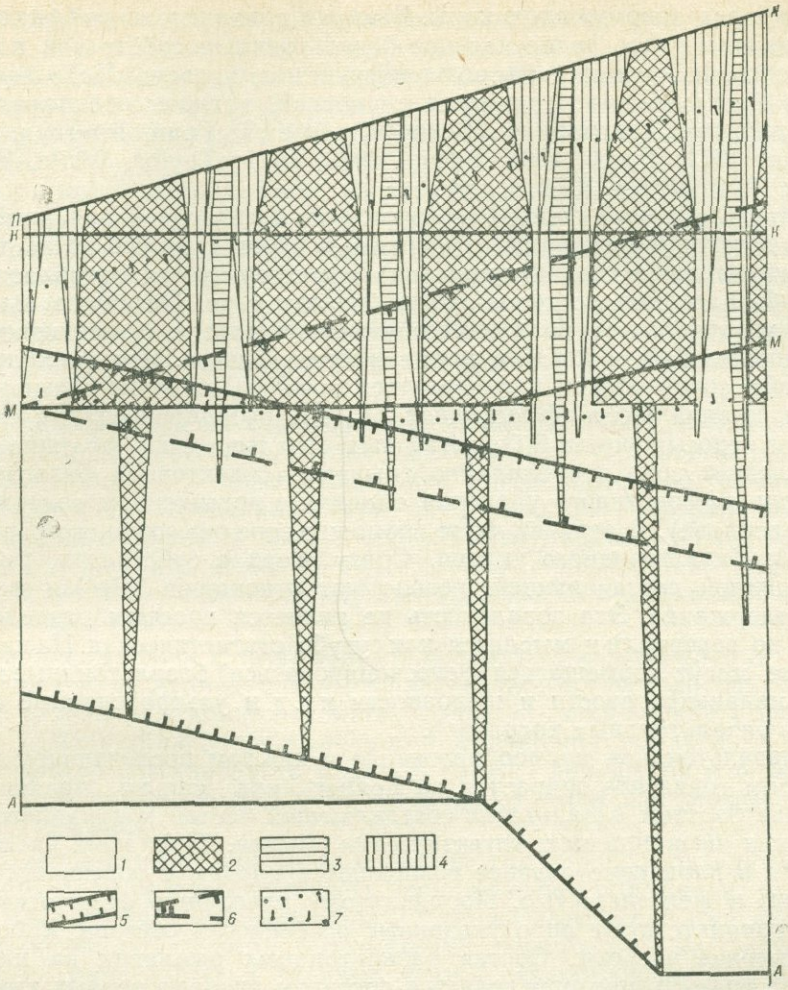



*Рис. 45.* Диаграмма распределения магмообразующих субстратов разного состава и относительного положения границ зон эффективного выплавления главных типов вулканических магм.

Субстраты: *1* — собственно-ультраосновные; *2* — базальтоидные, пикрито-базальтоидные (габброидные, эклогитовые и глиноземистые пироксенитовые); *3* — щелочносалические и с высокой суммой щелочносалических компонентов; *4* — кислые и с высокой суммой гранитоидных компонентов. Верхняя и нижняя границы зон эффективного выплавления: *5* — базальтовых и лейкобазальтоидных магм; *6* — щелочносалических магм; *7* — кислых магм.

*П* — поверхность коры; *К* — раздел Конрада; *М* — раздел Мохоровичича; *А* — верхняя граница астеносферы.

1965; Д. Грин, Рингвуд, 1968а, б; Т. Грин, Рингвуд, 1968; Davis, Schairer, 1965; O'Hara, 1965; Cohen, Ito, Kennedy, 1967; Ito, Kennedy, 1967; Kushiro, Syono, Akimoto, 1968; D. Green, 1970, и др.; см. раздел данной главы о базальтоидных котектиках), с изменением химических активностей элементов с глубиной (Nicholls, Carmichael, Stormer, 1971), уменьшением давлений и температур снизу вверх и распределением вещества по плотностям в гравитационном поле коронарная система субстратов, благоприятных для выплавки базальтоидов, имеет в верхах мантии определенную вертикальную зональность составов.

Предполагается, прежде всего, что роль глубинных пород базальтоидного состава в строении верхов мантии в общем возрастает снизу

вверх, к «базальтовому» слою коры. Важным дополнительным фактором, определяющим такое распределение базальтоидных субстратов в коронарной системе, может быть возвращение под уровень Мохо бывших коровых базальтоидов в подвижных поясах, которое предполагается теперь многими авторами (Бениофф, 1966; Т. Грин, Рингвуд, 1968; Фурмарье, 1971; Barth, 1968; Fitton, 1970, 1971; Taylor, White, Ewart, Dungan, 1971; Wyllie, 1971, и др.).

Состав глубинных пород базальтоидного состава в коронарной системе от астеносферного слоя к верхам мантии и низам коры также статистически меняется. Нижняя зона характеризуется преобладанием пикрито-базальтовых составов среди базальтоидов. На более высоких уровнях увеличивается роль менее базитовых масс, с повышающимися содержаниями $SiO_2$ и $Al_2O_3$, а также связанной воды. Над «пикрито-базальтовой» зоной может располагаться зона со щелочно-базальтовым уклоном состава (зона эффективной отсадки ортопироксена), с формированием недосыщенных $SiO_2$ щелочных базальтоидных фракционатов. Выше следует зона преобладания обычных (толеитовых) базальтовых масс (зона эффективного удаления оливина с повышением содержания $SiO_2$ в расплаве). В верхней части возможна зона повышенного развития масс лейкобазальтоидного уклона. Снизу вверх в субстратах, богатых базальтоидной составляющей, возрастают отношения $\Sigma Fe/Mg$ и $K/Na$ и водосодержание. Эта зональность не является простым разделением состава по вертикали и мыслится как сугубо статистическая. На каждом горизонте могут совмещаться (телескопироваться) базальтоидные массы разной меланократовости и щелочности и т. д. и ультраосновные сегрегации из базальтоидных расплавов.

3. Базальтоидное магмообразование в каждом последующем цикле на каждом горизонте опирается на полное или сильно продвинутое плавление богатых базальтовой составляющей частей коронарного субстрата как низкоплавких котектических смесей. При этом на любом горизонте в плавление охотнее вовлекаются породы с повышенной щелочностью и железистостью. Продвинутому плавлению фемических пород благоприятствуют либо указанные особенности состава, либо особенно высокие нагревы. Состав базальтоидных выплавок на каждом горизонте существенно определяется составом распределенных там глубинных базальтоидных пород.

4. Главные черты состава базальтоидных ассоциаций определяются соответствующим положением верхнего уровня (фронта) массового магмообразования, от которого зависит альтитуда зоны магмообразования. При низком положении этого фронта генерируются магмы, дающие пикрито-базальтовые вулканические ассоциации (охотнее при аномально приподнятом содержании в субстратах щелочей или повышенном притоке последних в зону магмообразования). При более высоком положении фронта формируются магмы щелочно-базальтовых ассоциаций, при еще более высоком — магмы наиболее распространенных нещелочных базальтовых ассоциаций (толеитовые ассоциации океанов, траппы платформ, базальтовые комплексы геосинклиналей).

При вовлечении в массовое магмоообразование более высоких уровней (в подвижных поясах) генерируются расплавы лейкобазальтоидного уклона.

Под каждой крупной вулканической зоной система питания в верхах мантии представлена «колонной» направленно сменяющих друг друга по вертикали разновидностей выплавленных базальтоидных магм. Размах вариаций состава магм в этой серии в первом приближении определяет собою размах вариации состава базальтоидных лав внутри крупных вулканических ассоциаций. Размах этот имеет прямую зависимость от альтитуды зоны массового магмообразования. По общей меланократовости, общей щелочности и некоторым другим показателям этот размах

меньше в базальтоидных ассоциациях океанических и материковых кратонов, где тепловой поток сравнительно слаб и зона массового магмообразования не поднимается в самые верхи мантии, и больше в базальтоидных ассоциациях подвижных поясов, где тепловой поток сильнее и зоны базальтоидного магмообразования захватывает верхние горизонты.

Вероятность выхода магм из верхних частей мантийной системы питания на поверхность больше, чем из более глубоких. Поэтому в совокупностях базальтоидных пород, отвечающих самостоятельным вулканическим циклам и объединяющих магматические поступления за длительные промежутки геологического времени, положение максимума в распределении составов будет чаще всего определяться составами магм, образованных именно на верхних уровнях массового магмообразования.

Внутри каждого из главных тектонических типов вулканических провинций (океанические кратоны, материковые платформы, подвижные пояса) более или менее стабильное относительное положение этих верхних уровней определяет собой статистическую близость составов базальтоидов в пределах очень протяженных вулканических зон или в разных провинциях. Этим же существенно определяются выдержанные различия базальтоидов между вулканическими провинциями разных тектонических типов.

*Моноциклическая (внутриформационная) дифференциация* может в некоторой мере видоизменять распределение составов внутри базальтоидной группы вулканических магм. Однако с точки зрения рассматриваемой модели становятся излишними допущения об очень большой эффективности фракционного цикла, а также допущения о резко различном ходе дифференциации базальтоидных магм при разных тектонических режимах.

5. Прогрессивный или регрессивный ход фронта базальтоидного магмообразования или несколько неодинаковое положение его в соседних тектоно-формационных зонах, а также возможная гипсометрическая смещенность элементов вертикальной зональности в базальтоидных субстратах определяют в главных чертах стратиграфическую и латеральную смену составов базальтоидной группы в соседних вулканических комплексах. Ассоциируются охотнее всего базальтоиды, отвечающие мобилизатам со смежных уровней субстрата. Однако для крупных вулканических провинций высокое общее расположение фронта базальтоидного магмообразования совместимо с появлением гораздо более *глубинных базальтоидных магм в частных тектоно-формационных зонах*. Так, для геосинклинальных ассоциаций не запрещены щелочно-базальтовые комплексы в зонах с выраженной тектонической стабилизацией и некоторых других.

6. Коронарная система базальтоидных субстратов, формируемая на путях подъема магм, подчинена магмопроводящим структурам верхней мантии. Многие из них являются длительно действующими (неоднократно подновляющимися) и могут, как известно, долго сохранять ту или иную специфику геохимического режима. Эта специфика (например, характерное соотношение щелочей) запечатлевается в составе базальтоидных субстратов данного сектора верхней мантии (отвечающего той или иной тектоно-формационной зоне коры). Отсюда вытекает определенная унаследованность состава пород базальтоидной группы в разновременных комплексах.

7. Коронарную систему базальтоидных субстратов можно рассматривать и как модель размещения в верхах мантии масс с повышенным содержанием радиоактивных тепловыделителей. Вместе с тем это — модель распределения легко возбуждаемых энерговодов. В ней сравни-

тельно просто решается проблема совмещенности энергии и вещества при генерации базальтоидных магм.

8. Описанная модель и ее приложения не связаны с отказом от каких-то ни было современных данных о физико-химических механизмах базальтоидного магмообразования и дифференциации. Она касается только оптимального геологического способа осуществления этих механизмов. С ней совместимы современные представления о направлениях кристаллизационной и иной дифференциации базальтоидного расплава. Более того, для дифференциации базальтоидной магмы предполагается наиболее оптимальная геологическая ситуация — полное протекание фракционных циклов на глубине, неоднократное их повторение и накопление производных.

Разумеется, в принципе нет оснований полностью отрицать возможное присутствие в вулканических излияниях порций расплавов и даже отдельных ассоциаций (среди меланократовых), развившихся моноциклически, прямо из протобазальтоидных выплавок по ультраосновному веществу.

Таким образом, описанная модель основывается на том, что выплавление главной массы базальтоидных магм происходит непосредственно за счет базальтоидных и близких к ним субстратов, но не за счет высокооливиновых мантийных ультрабазитов. Роль базальтоидных и близких к ним глубинных пород в образовании базальтоидных магм в современной петрологии, по-видимому, недооценивается и поэтому недостаточно изучается. Роль эклогитов, признаваемая некоторыми исследователями, сводится к частному случаю выплавления лейкобазальтоидных магм. Почти неизученным остается вопрос об участии глубинных габброидов (базитовых гранулитов) в выплавке базальтоидных магм. В частности, почти не привлекают внимания в этом смысле глубинные ксенолиты габброидов в базальтах.

Положение зоны образования щелочно-базальтоидных магм, в общем, ниже зоны образования толеитовых, которое принято в нашей модели, признается или допускается большинством петрологов (Йодер, Тилли, 1965; Д. Грин, Рингвуд, 1968б; Kuno, 1959; McBirney, Gass, 1967; Macdonald, 1968; Garst, 1969; Jakeš, White, 1969; Соболев, Кепежинскас, 1971; Hubbard, 1969; Murray, 1970, и мн. др.). Относительно высокое положение зоны выплавления лейкобазальтоидов принимается или допускается значительным числом исследователей (Тернер, Ферхуген, 1961; Ю. А. Кузнецов, 1964; Т. Грин, Рингвуд, 1968; Schofield, 1963; Rittman, 1967, 1969; McBirney, 1969; T. Green, 1969; Gilluly, 1967, и др.), хотя довольно распространено и противоположное мнение — о низком уровне зоны выплавления лейкобазальтоидов в подвижных поясах.

В последнем разделе данной главы будет показано, что с помощью предлагаемой модели сравнительно просто и связно могут быть истолкованы основные статистически устойчивые особенности состава вулканических ассоциаций подвижных поясов и провинций других тектонических типов. Объяснить такие различия между областями разного тектонического типа с позиций моноциклической дифференциации одинаковых или близких магм удается, как известно, только с помощью сложных и довольно произвольных комбинаций динамических подстановок (быстрый или медленный подъем расплавов, разный характер каналов, задержки расплавов на желаемых уровнях, «спокойная» или «неспокойная» обстановка в очагах, характер и степень изолированности очагов, «достаточная» или «недостаточная» продолжительность дифференциации, привнос желаемых породообразующих компонентов и т. д.). Сложные и во многом произвольные комбинации динамических подстановок требуются и для получения желаемых различий состава базальтоидных выплавок на основе одного ультраосновного субстрата (разный уровень давлений и температур, степень парциального плав-

ления, режим летучих компонентов, режим высокоподвижных силикатных компонентов).

Вертикальные перемещения фронта базальтоидного магмообразования на разные уровни зональной системы субстратов дают возможность объяснить и некоторые тенденции изменения состава базальтоидов в рамках крупных вулканических циклов.

В модели коронарной системы базальтоидных и близких к ним субстратов, дающих базальтоидные магмы, представление о вертикальной зональности состава субстратов может быть дополнено некоторыми представлениями о латеральной зональности их состава. Эти субстраты, вероятно, сильнее обогащены калием и железом под материковой корой, чем под океанической.

### *Кислые магмы и исходные субстраты*

В настоящее время уже никем не оспаривается, что подавляющая часть гранитоидных магм возникает путем плавления пересыщенных кремнеземом сиалических образований коры, прошедших сложную и длительную геологическую эволюцию. Фундаментальные основания для такого вывода получены при исследованиях широко распространенных зон гранитоидного палингенеза в породах коры (Менерт, 1963, 1971; Судовиков, 1964; Ю. А. Кузнецов, 1964; и др.) и при экспериментальном изучении анатексиса песчано-глинистых пород, наиболее распространенных в осадочной оболочке (Винклер и Платен, 1968). Важнейшее значение в этом смысле имеют также исследования, раскрывающие пути осадочной и метаморфической переработки мафических изверженных пород в земной коре с образованием субкислых масс, способных давать гранитоидные выплавки (Фролова, 1952; Коржинский, 1952; 1955; Барт, 1962; Менерт, 1963, 1971; Barth, 1968; и другие).

Попытки объяснить появление кислых вулканических магм принципиально иначе, чем магм гранитных, отражают отмечаемое уже длительное время в петрологии методическое неблагополучие, а именно отрыв теории происхождения интрузивных пород от эффузивных (В. С. Соболев, 1957).

В настоящее время, по-видимому, нельзя сколько-нибудь серьезно обосновать точку зрения, по которой механизм появления кислых вулканических магм является качественно иным, чем магм интрузивных гранитоидов. Для тех и других происхождение можно считать принципиально общим (Тернер, Ферхуген, 1961; Ритман, 1964; В. С. Соболев и др., 1970; Hamilton, Myers, 1967, и др. ). Эта точка зрения в последние годы нашла наиболее основательную поддержку в работах, посвященных геологическому анализу вулкано-плутонических ассоциаций (Устиев, 1966, 1969а, б).

Выплавление как основной способ формирования кислых вулканических магм сейчас допускается многими петрологами для кислых вулканических пород самого различного тектонического положения (геосинклинальных, орогенных, платформенных) и разного петрохимического уклона — не только обычных, относительно которых имеется очень большое число подобных высказываний, но и щелочных образований типа пантеллеритов и комендитов (Marinelli, 1966; Wright, 1969; Bailey, Macdonald, 1970; Macdonald, Bailey, Sutherland, 1970; Cox, Gass, Maldlick, 1970; Mohr, 1971), а также бедных щелочами образований типа пехштейнов Исландии (Тернер, Ферхуген, 1961; Баскина, 1971; Battey, 1966; Walker, 1966; Gibson, 1970, и др.).

При объяснении кислых эффузивных масс в петрологической литературе последних лет все меньше привлекается модель одноактной

фракционной кристаллизации базальтоидной магмы, которая в этом отношении встречает возрастающие затруднения со стороны новых геологических фактов, а также со стороны петрографических и петрохимических данных, полученных новыми тонкими методами анализа.

Как уже отмечалось, гипотезе моноциклической фракционной кристаллизации базальтоидной магмы (так же как и другим гипотезам моноциклического фракционирования этой магмы) при объяснении кислых эффузивных магм противоречат следующие основные данные:

1) часто большие объемы кислых масс, превышающие теоретически возможный максимальный объем кислых остатков базальтоидной магмы;

2) выдержанные особенности статистического распределения составов пород (бимодальность и др.) в ассоциациях базальтоидных пород с кислыми, указывающие на резкую внутреннюю неоднородность и смешанный характер этих ассоциаций;

3) несоответствие состава основных масс базальтоидных пород составу обычных кислых пород по ряду химических признаков;

4) отсутствие убедительных признаков существования и тем более широкого распространения реального механизма, который обеспечивал бы эффективное обособление кислых остатков базальтоидной магмы в значительные очаги в течение одного цикла ее жизни, причем на нисходящем этапе развития.

Гипотеза автономного формирования вулканических магм, дающих кислую группу вулканитов, не встречает указанных противоречий. Нам представляется, что поэтому она приемлема в качестве широкой рабочей гипотезы образования вулканических магм кислой группы.

В качестве субстратов коры, способных давать гранитоидные выплавки, в петрологических работах принимаются:

1) терригенные породы, претерпевшие метаморфизм с образованием минеральных ассоциаций, богатых кварцем, калишпатом, кислым плагиоклазом (Винклер, Платен, 1968; Rogers, 1966, и др.);

2) бывшие мафические и другие породы, прошедшие глубокую метасоматическую переработку в коре (магматическое замещение) с привносом щелочей и кремнезема, выносом оснований и образованием метаморфических ассоциаций, богатых кварцем, калишпатом, кислым плагиоклазом;

3) гранитоидные и субкислые породы (в том числе слабо пересыщенные кремнеземом щелочносалические), образованные в предыдущих магматических циклах в пределах коры и в верхних горизонтах мантии; наиболее убедительные данные об участии в поставке материала для кислых выплавок дают реликтовые обломки гранитов в кислых лавах ( Bogoyavlenskaya, 1970; Keller, 1970).

Характер исходных субстратов представляется одним из факторов, влияющих на состав кислых магм. В частности, базитовый «налет» в химизме кислых магм и пород может свидетельствовать о том, что гранитизации и палингенезу подвергались глубинные массы базальтоидной линии (базальтоиды или прямые субкислые их фракционаты или грауваккн существенно базальтоидного происхождения). Зависимость состава гранитоидных выплавок от состава исходных субстратов, и в частности от нормативного содержания в них салических компонентов, показана экспериментально (Винклер и Платен, 1968; Carmichael, McKenzie, 1963; Thompson, McKenzie, 1967; Piwinskii, Wyllie, 1968; James, Hamilton, 1969; Hamilton, 1969; Büsch, 1970; и другие).

Высказано мнение о том, что натрово-гранитный (плагиогранитный) уклон кислых геосинклинальных магм может быть сопряжен с граувакковым составом расплавляемых осадков эвгеосинклиналей

(Ю. А. Кузнецов, 1964). В этой связи следует подчеркнуть, что геосинклинальные эффузивные и терригенные накопления в процессе захоронения и зеленокаменного перерождения дополнительно обедняются калием и обогащаются натрием и приобретают резко выраженный натриевый уклон.

Согласно обзорным данным, спорадические кислые породы океанических областей представлены щелочными и некоторыми другими гранитоидами (Афанасьев, 1967; Кузнецов, Яншин, 1967, и др.), а также кислыми эффузивами, для которых довольно характерен щелочной уклон (Chayes, 1969b; Bonatti, Arrhenius, 1970; Bailey, Macdonald, 1970; Чайников, Черныш, Павленко, 1973). Появление некоторых из этих кислых образований иногда объясняется за счет зачаточных или реликтовых кислых субстратов в океанической коре (пример — Сейшельские острова и некоторые другие «микроконтиненты») или материала больших участков материковой коры, погруженных под уровень океана (Канарские острова и др.).

Общее своеобразие проявлений кислого магматизма океанических островов (особенно щелочной уклон его) позволяет предположить, что некоторое ограниченное и неповсеместное распространение кислых или субкислых глубинных пород свойственно самой «базальтовой» океанической коре и самым верхам верхней мантии. Эти субстраты могут быть подготовлены неоднократным фракционированием базальтоидных магм, глубинным щелочным и кремнекислотным метасоматозом и некоторыми другими процессами. Они могут быть источником магм наблюдаемых кислых пород (см. рис. 45).

Как отмечалось выше при рассмотрении породообразующих котектик, образование кислых выплавок с глубиной подавляется. Это в большей мере касается сильно пересыщенных кремнеземом и в меньшей — щелочных кислых выплавок. Именно ощелоченные кислые или субкислые массы могут охотнее появляться и накапливаться в результате неоднократных циклов переплавления и кристаллизации глубинных пород верхов мантии (в океаническом и континентальном секторах), а также низов материковой коры. На этой основе понятно значительное сходство состава пород кислой группы в платформенном чехле материков и на океанических островах, где в магмообразовании не участвуют или мало вовлекаются сиалические массы «гранитного» слоя.

Таким образом, в самых низах коры и в верхах мантии следует предполагать зону постепенного «выклинивания» кислых и субкислых глубинных пород, способных служить источником кислого магмообразования. Следовательно, между зонами кислого и базальтоидного магмообразования намечается некоторое «телескопирование» (см. рис. 45).

Для кислых и субкислых субстратов в зоне возможного образования кислых магм может предполагаться некоторая статистически выраженная вертикальная зональность. В частности, в низах этой зоны кислые и субкислые магматические породы теоретически должны быть более щелочными в связи со спецификой фазовых отношений на глубине и изменением активности кремнезема с глубиной (Nichols, Carmichael, Stormer, 1971). Кроме того, они в нижней части должны быть, в общем, более меланократовыми, ввиду уменьшения лейкократовости кислых первовыплавок и остаточных расплавов с увеличением давления, а также в связи с тем, что в низах коры и верхах мантии кислые обособления должны находиться в отношениях близкородственной исторической преемственности с базальтоидами. Снизу вверх в системе кислых субстратов должно возрастать количество связанной воды (от гранулитовой фации к амфиболитовой и затем к высоководным фациям малых глубин).

Таким образом, для системы кислых и субкислых субстратов на глубинах кислого магмообразования может быть предположена некоторая статистически выраженная вертикальная зональность составов, как и для субстратов, дающих базальтоидные магмы.

Как и для базальтоидной группы, для кислой группы вулканических магм можно с позиций разного подъема и вертикальной миграции фронта магмообразования объяснить ряд различий составов между кислыми лавами смежных вулканических комплексов, вулканических комплексов разных тектонических провинций, а также некоторые неслучайные изменения состава кислых лав внутри комплексов.

Вполне правомерен вопрос о существовании зональности распределения кислых магмообразующих субстратов. Материковые области, как более геологически «зрелые», отличаются от океанических не только мощным развитием сиалических субстратов, поставляющих обычно кислые магмы, но, вероятно, и более сильным развитием пересыщенных кремнеземом ощелоченных пород в низах зоны кислого магмообразования.

### *Щелочносалические магмы и исходные субстраты*

Щелочносалические магмы до недавнего времени рассматривались почти исключительно как продукты фракционирования или иной переработки магм других типов (базальтоидных, кислых), получающиеся в течение единичного цикла жизни «родоначальной» магмы. В последнем десятилетии стала активно обсуждаться альтернатива самостоятельного выплавления нефелин-сиенитовых и сиенитовых магм из пород специфического состава или в специфических условиях (Тернер, Ферхуген, 1961; Ритман, 1964; Серенсен, 1965; Воробьева, 1963, 1969а, б; Роненсон, 1964, 1966; Ганзеев, 1969; Бородин, Нечаева, Ганзеев, 1970; Шинкарев, 1970; Буданов, 1970; Бейли, Шерер, 1970; Павленко, Быховер, 1971; Котина, Кремнева, Попова, 1971; Chayes, 1963; Bailey, 1964; Marinelli, 1966; Cann, 1968; Middlemost, 1971; Stewart, 1971; Wright, 1971, и др.). Однако в большинстве работ до сих пор основная роль в образовании щелочносалических эффузивов отводится фракционной кристаллизации базальтоидной магмы в том же магматическом (вулканическом) цикле.

Гипотеза образования щелочносалических магм в результате моноциклического фракционирования щелочно-базальтоидных магм (путем отделения кристаллов от жидкости или в результате миграции компонентов в жидкой и флюидной фазах) встречается, если ее рассматривать в широком применении, с теми же основными трудностями, что и в случае кислых магм.

Гипотеза массовой десиликации кислых магм (путем взаимодействия с известняками или другими основными породами) также связана с серьезными затруднениями с точки зрения наблюдаемых объемов щелочносалических пород, устойчивых статистических особенностей распределения составов в ассоциациях щелочносалических пород с кислыми, а также ограниченных физико-химических возможностей прямого превращения кислого расплава в щелочносалический (Бейли, Шерер, 1970; Wyllie, Watkinson, 1970, и др.).

Гипотеза автономного формирования щелочносалических магм снимает эти трудности. Эта гипотеза, по-видимому, гораздо более широко приемлема, чем гипотезы моноциклического фракционирования магм, при объяснении щелочносалических магматических пород вообще.

Для образования щелочносалических выплавок необходимы высокоглиноземистые и высокощелочные субстраты без существенного пересыщения кремнеземом. Эти субстраты могут быть обогащены и слабыми основаниями (Котина, Ярошевский, 1970). В качестве при-

емлемых исходных пород для образования щелочносалических выплавок в литературе отмечались:

1) породы низов коры или верхов мантии с химическим составом щелочных базальтов и щелочных лейкобазальтоидов (Chayes, 1963; Bailey, 1964);

2) глинистые породы (Воробьева, 1963; Barker, Long, 1969);

3) породы норитового состава в норито-анортозитовых ассоциациях амфиболитовой зоны метаморфизма (Hodge, Smith, Smithson, 1970);

4) амфиболовые и биотитовые фениты амфиболитовой зоны метаморфизма (Роненсон, 1966);

5) сиенитовые массы на неглубоких (Cann, 1968) и глубоких горизонтах коры; сиенито-гнейсовые массы (Павленко, Быховер, 1971).

В качестве одного из условий, необходимых для выплавления щелочносалических магм, многими исследователями предполагается щелочной метасоматоз субстрата за счет ювенильного привноса щелочей (Коржинский, 1955, 1967, 1968; Роненсон, 1966; Бейли, Шерер, 1970; Котина, Ярошевский, 1970; Котина, Кремнева, Попова, 1971; Павленко, Быховер, 1971; Bailey, 1964).

Разнородность глубинных пород, на основе которых могут формироваться щелочносалические выплавки, в принципе, должна накладывать отпечаток на химизм образуемых щелочносалических магм и пород. Эти магмы могут получить некоторый налет «базитовости», если формируются за счет исходных пород базальтоидной линии (это, вероятно, наиболее распространенный случай), или «гранитоидный» налет, если формируются за счет сиалических масс, прошедших более длительную дифференциацию в условиях коры. Эти особенности могут выражаться в содержаниях петрогенных компонентов, элементов-примесей и изотопов. В этой связи можно напомнить различие между сиенитами «базальтоидных» и «гранитоидных» ассоциаций по величине отношения суммарного железа к магнию (Кузнецов, 1955).

Малое распространение щелочносалических пород по сравнению с кислыми указывает на то, что совокупность специфических условий, благоприятных для формирования щелочносалических магм, реализуется относительно редко.

Условия устойчивой недосыщенности субстратов и расплавов кремнеземом при одновременном обилии глинозема наиболее вероятны в нижней (существенно базальтоидной) части коры и примыкающих верхах верхней мантии, на этих уровнях и следует предполагать основную зону возникновения самостоятельных щелочносалических магм (см. рис. 45).

Выклинивание зоны щелочносалического магмообразования следует ожидать несколько глубже, чем выклинивание зоны кислого магмообразования, так как при высоких давлениях щелочи продолжают входить в наиболее низкоплавкие полевошпатовые котектики, в отличие от избыточного кремнезема, который начинает усиленно высаживаться в виде близликвидусных минералов кремнезема и высококремнеземистых минералов; пересыщение расплавов кремнекислотой затрудняется. Расплавы с низкой активностью кремнезема (щелочные) равновесны с мафическими породами на большей глубине, чем обычные кислые (Nicholls, Carmichael, Stormer, 1971).

Лучшее геологическое подтверждение предположения о том, что зона генерации щелочносалических магм ниже, чем зона образования кислых магм, дает тот факт, что в океаническом секторе коры салические магмы принадлежат почти исключительно щелочносалической группе, а кислые весьма редки. В подтверждение того же предположения на материковых платформах и в некоторых близких к ним по режиму областях (позднеорогенных), где в магмообразование вовлекаются породы «гранитного» слоя коры, имеет место повышенное отношение объемов кислых пород к щелочносалическим.

Высказывания о том, что щелочносалические магмы могут формироваться в верхах мантии, сейчас в литературе не являются редкостью. В пользу этого предположения приводятся кроме физико-химических и общих геологических соображений данные о включениях глубинных ультрабазитов, вынесенных трахитовыми лавами (Wright, 1969b).

Щелочные салические или субсалические массы в низах коры и верхах мантии могли образоваться, по-видимому, в ходе неоднократного фракционирования, переплавления или метасоматоза базальтоидов, главным образом щелочных, и поэтому должны в разной мере сохранять черты близости к базальтоидам по составу.

Представляется, что в системе субстратов, благоприятных для выплавки щелочносалических магм, снизу вверх в общем должна повышаться степень насыщенности кремнеземом, что может благоприятствовать смене сильно недосыщенных салических (фонолитовых) магм насыщенными (трахитовыми). Снизу вверх должно возрастать также содержание связанной воды в субстратах. При переходе от океанических областей к материковым естественно ожидать более значительного развития щелочносалических и близких к ним субстратов в низах коры и верхах мантии и, кроме того, повышения калиевости и железистости этих субстратов.

Отмеченное распределение субстратов помогает объяснить статистические особенности состава эффузивов щелочносалической группы в вулканических ассоциациях областей разного тектонического типа с учетом разного положения уровней магмообразования.

Реальная система корреляционных связей между породообразующими компонентами в лавах щелочносалической группы в основном согласуется с предположением, что исходные вулканические магмы могли быть выплавками на основе низкоплавких котектик, включающих полевой шпат, кислый плагиоклаз, нефелин.

В табл. 47 приведены коэффициенты парной линейной корреляции, рассчитанные для кайнотипных щелочносалических лав двух провинций — платформенной и океанической. Использованы те же источники анализов, что и при расчете параметров табл. 32.

Таблица 47

*Коэффициенты парной линейной корреляции в щелочносалических вулканитах*

| Коррелируемый показатель | Al/O | ΣFe/O | Mg/O | Ca/O | Na/O | K/O |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Si/O | −0,72<br>−0,84 | −0,39<br>+0,22 | −0,45<br>−0,46 | −0,61<br>−0,68 | −0,52<br>−0,52 | +0,01<br>+0,07 |
| Al/O | | +0,15<br>−0,25 | +0,02<br>+0,12 | +0,11<br>+0,39 | +0,60<br>+0,46 | +0,29<br>+0,09 |
| ΣFe/O | | | +0,58<br>+0,25 | +0,53<br>+0,40 | −0,10<br>−0,05 | −0,40<br>−0,21 |
| Mg/O | | | | +0,60<br>+0,60 | −0,18<br>−0,17 | −0,45<br>−0,53 |
| Ca/O | | | | | +0,01<br>+0,04 | −0,44<br>−0,51 |
| Na/O | | | | | | +0,23<br>+0,20 |

Примечание. В каждой клетке вверху — оценки для выборки из Африки, Аравии и Мадагаскара (105 анализов; $r_{05} \leqslant 0{,}19$; $r_{01} \leqslant 0{,}25$); внизу — оценки для выборки с Канарских островов (113 анализов; $r_{05} \leqslant 0{,}185$; $r_{01} \leqslant 0{,}245$).

С ориентировкой седлообразной низкотемпературной зоны в системе нефелин — кальсилит — кремнезем (см. рис. 32) согласуются сильные или умеренно сильные отрицательные связи Si — Al и Si — Na и положительная связь Al—Na. Связи Si—K и Al—K в соответствии с ориентировкой той же низкотемпературной зоны нерегулярны.

*Умеренно сильные отрицательные связи Si и K с Mg и Ca* естественны как результат вовлечения в расплав некоторого количества фемических фаз, избыточных над низкоплавкой котектикой, после перехода в расплав всего калиевого или калинатрового полевого шпата (см. рис. 32, 36).

Положительная связь Al — Na сильнее и устойчивее, чем связи Al — Ca и Al — K. Это может свидетельствовать о том, что глинозем щелочносалических магм происходит преимущественно за счет высоконатриевых фаз (возможно, кислого плагиоклаза, нефелина, жадеита). Появляющаяся положительная связь Al—K (в континентальной ассоциации) указывает на то, что часть алюминия могла произойти из высококалиевой фазы (биотита, флогопита); здесь интересна намечающаяся положительная корреляция Al — ΣFe.

Не намечается существенной положительной связи Ca — Na, которая могла бы иметь место при сверхкотектическом выплавлении плагиоклаза в зоне его устойчивости. Это любопытное обстоятельство можно объяснить тем, что глубинные щелочносалические выплавки формируются уже существенно на основе котектики с жадеитом, а не с плагиоклазом.

## *СООТНОШЕНИЕ МАССОВОСТИ ЭФФУЗИЙ С РЕЖИМОМ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ*

Распространено представление о том, что кислые эффузивные массы (*так же как и интрузивные гранитоидные*; Ю. А. Кузнецов, Яншин, 1969, и др.) предпочтительно приурочиваются к зонам относительных поднятий. Считается также, что тенденция к относительным поднятиям преобладает и в зонах извержений лейкобазальтоидного состава, которые обнаруживают предпочтение к интрагеоантиклинальным или орогенным зонам накопления, к островным дугам. Указывается, что обстановка поднятий благоприятна для кимберлитового вулканизма (Милашев, 1972; Михеенко, 1972). Не касаясь пока вопроса о том, насколько сильны эти тенденции, можно отметить, что они утверждаются очень большим числом исследователей на самых разных уровнях обобщения материала и как статистический факт сомнения не вызывают.

С другой стороны, распространено мнение, что геосинклинальные эффузивы с часто характерным для них меланократовым уклоном состава не подчиняются этой закономерности и, наоборот, связаны предпочтительно с актами относительного опускания.

При систематическом изучении геосинклинальных вулканических комплексов рифея и нижнего палеозоя нами (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969; Белоусов, Налетов, Полякова, 1974; Белоусов, 1973а) было обращено внимание на то, что крупные массы эффузивов в разрезах (существенно эффузивные пачки мощностью в сотни метров

Таблица 48

*Сопряженность между содержаниями вулканогенного материала и мощностями толщ*

| Содержание вулканогенного материала, % | Максимальная мощность толщи, м | |
|---|---|---|
| | ⩽4000 | >4000 |
| >60 | 29 | 10 |
| ⩽60 | 14 | 16 |
| $\chi^2=4{,}42$; $k=0{,}25$ | | |

| № п. п. | Возраст | Вулканическая зона | Вулканическая подзона | Максимальная мощность эффузивно-осадочных накоплений, м |
|---|---|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| 1 | $R_1$ | Кузнецкоалатауско-Солгонская | | 4500—7000 |
| 2 | $R_1$ | Восточно-Тувинская | — | 2700 |
| 3 | $R_1$ — V (?) | Томско-Обская | 3а. Алтае-Салаирская | 3500—4000 |
| | | | 3б. Бийско-Томская | 3500—4000 |
| 4 | $R_1$ — V (?) | Восточно-Кузнецкая | — | 1900 |
| 5 | $R_1$ — V (?) | Заенисейская | — | 2300 |
| 6 | Cm | Юго-Западного Алтая | — | 2000 |
| 7 | $Cm_{1-2}$ | Центрально-Алтайская | 7а. Талицкая | 1000 |
| | | | 7б. Прикатунская | 7000 |
| 8 | V (?) — $Cm_1$ | Восточно-Алтайская | 8а. Южная | 7500 |
| | | | 8б. Северная | 7000 |
| 9 | $Cm_1$ | Салаирская | 9а. Западная | 5500 |
| | | | 9б. Восточная | 4000—4500 |
| 10 | $Cm_{1-2}$ | Тельбесская | — | 2000—2500 |
| 1 | $Cm_{1-2}$ | Амзасская | — | 3000 |
| 12 | $Cm_{1-2}$ | Кондомская | — | 5500—6000 |
| 13 | $Cm_{1-2}$ | Шорско-Азыртальская | 13а. Западная (Мрасская) | 1500 |
| | | | 13б. Восточная (Азыртальская) | 3500—4000 |
| 14 | $Cm_1$ | Золотокитатская | — | 3500—4000 |
| 15 | $Cm_{1-2}$ | Кожуховская | — | 4500—5000 |

*рифея — палеозоя Алтае-Саянской области*

| Содержание вулканогенного материала, % | | | Преобладающие породы—лавы(Л) или продукты их дробления (О) | | Состав породных групп вулканитов и их количественные соотношения | Тип состава вулканической ассоциации |
|---|---|---|---|---|---|---|
| всего | базальтоидного | салического | базальтоидные | салические | | |
| 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
| 40—45 | 30—35 | 10—15 | Л | О | РД<ЛБ | Риодацито-металейкобазальтоидная |
| 75—85 | 45—60 | 20—30 | Л | ? | РД*<Б | Риодацито*-метабазальтовая |
| 65—75 | 65—75 | <1 | Л | О | РД<Б | Риодацито-метабазальтовая |
| 65—75 | 65—75 | — | Л | — | Б | Метабазальтовая |
| 80—90 | 75—80 | 5—10 | О | Л | тЛД<ЛБ | Трахилипаритдацито-металейкобазальтоидная |
| 20—25 | 20—25 | 1—2 | Л | О | РД*<Б | Риодацито*-метабазальтовая |
| 25—30 | 25—30 | — | Л | — | Б | Метабазальтовая |
| 1—5 | 1—5 | — | Л | — | НБ* | » |
| 30—40 | 30—40 | — | О | — | Б | |
| 30—40 | 20—30 | 10—15 | О | О | РД*<Б | Риодацито*-метабазальтовая |
| 40—50 | 35—45 | 5—10 | О | О | РД*<ЛБ | Риодацито*-металейкобазальтоидная |
| 45—50 | 25—30 | 20—25 | О | О | Д≤ЛБ | Металейкобазальтоидно-дацитовая |
| 45—55 | 20—25 | 25—30 | О | О | Д≥ЛБ | |
| 65—75 | 60—70 | 2—5 | О | О | Т<ЛБ | Трахито-металейкобазальтоидная |
| 65—75 | 60—70 | 2—5 | О | О | Р<Б | Риолито-метабазальтовая |
| 50—60 | 20—25 | 25—35 | О | О | Т≥НБ* | Метабазальтоидно-трахитовая |
| 50—60 | 45—50 | 5—10 | О | О | РД*<ЛБ | Риодацито*-металейкобазальтоидная |
| 35—40 | 30—40 | 2—5 | О | О | РД*<ЛБ | |
| 75—80 | 75—80 | <1 | О | О | Т<Б | Трахито-метабазальтовая |
| 70—80 | 60—70 | 10—15 | О | Л | РД*<ЛБ | Риодацито*-металейкобазальтоидная |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|---|---|---|---|---|
| 16 | $Cm_{1-2}$ | Кийско-Батеневская | 16а. Северо-западная (Кийская) | 3000—4000 |
| | | | 16б. Юго-Восточная (Батеневская) | 3000—4000 |
| 17 | $Cm_1$ | Барлыкско-Шурмакская | 17а. Барлыкская | 4500 |
| | | | 17б. Шурмакская | 6000 |
| 18 | $Cm_1$ | Актовракская | — | 3500—4000 |
| 19 | $Cm_1$ | Таннуольско-Хамсаринская | 19а. Таннуольская | 5500 |
| | | | 19б. Улугойская | 5000—6500 |
| | | | 19в. Хамсаринская | Не менее 3500 |
| 20 | $Cm_1$ | Уюкская | — | 3500—4000 |
| 21 | $V(?) — Cm_1$ | Куртушибинская | — | Не менее 5000 |
| 22 | $V(?) — Cm_1$ | Борусская | — | 4000 |
| 23 | $V(?) — Cm_1$ | Северо-Саянская | — | 3500—4500 |
| 24 | $Cm_{1-2}$ | » | — | 6500 |
| 25 | $Cm_{1-2}$ | Сисимо-Казырская | — | 4000 |
| 26 | $Cm_{2-3}$ | » | — | 1500 |
| 27 | $Cm_{2-3(?)}$ | Беллыкско-Байтакская | — | Свыше 1100 |
| 28 | $Cm_2(?) — O_1$ | Бердь-Чумышская | — | 2000 |
| 29 | $Cm_2 — O_1$ | Прикузбасская | — | 4000—4500 |
| 30 | $Cm_2 — O_1$ | Золотокитатская | — | 7500 |
| 31 | $O_{1-3}$ | Центрально-Саянская | — | 11000 |
| 32 | $O_1$ | Каргинская | — | 2100 |

| 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 55—65 | 55—65 | <1 | Л | О | МТ<ЛБ | Трахилатито-металейкобазальтоидная |
| 35—45 | 30—40 | 3—8 | О | О | НБ* | |
| 60—70 | 60—70 | — | О | — | | Метабазальтоидная* |
| 10—15 | 10—15 | — | О | — | НБ* | » |
| 40—50 | 30—35 | 10—15 | О | О | П<тЛД<тЛБ | Щелочная пикрито-трахилипаритдацито-металейкобазальтоидная |
| 60—70 | 40—50 | 20—25 | Л | О | РД<ЛБ | Риодацито-металейкобазальтоидная |
| 65—75 | 35—40 | 25—35 | Л | О | Д<Б | Дацито-метабазальтовая |
| 85—90 | 70—80 | 5—15 | О | О | РД*<НБ* | Риодацито*-метабазальтоидная* |
| 30—35 | 30—35 | — | О | — | ЛБ | Металейкобазальтоидная |
| 50—70 | 50—70 | — | О | — | Б | Метабазальтовая |
| 60—80 | 50—80 | 1—2 | Л | О | РД*<Б | Риодацито*-метабазальтовая |
| 75—85 | 35—45 | 35—45 | Л | Л | Д=ЛБ | Металейкобазальтоидно-дацитовая |
| 45—60 | 30—40 | 15—20 | О | О | РД*<Б | Риодацито*-метабазальтовая |
| 25—35 | 15—20 | 10—15 | Л | О | тЛД≤Б | Трахилипаритдацито-метабазальтовая |
| 90—95 | 85—90 | 2—7 | Л | О | РД*<ЛБ | Риодацито*-металейкобазальтоидная |
| 95—100 | 85—90 | 10—15 | Л | Л | тЛД<Б | Трахилипаритдацито-метабазальтовая |
| 65—75 | 65—75 | — | О | — | ЛБ | Металейкобазальтоидная |
| 50—60 | 30—35 | 20—25 | О | О | РД<ЛБ | Риодацито-металейкобазальтоидная |
| 50—60 | 45—55 | 3—8 | О | Л | тЛД<ЛБ | Трахилипаритдацито-металейкобазальтоидная |
| 20—27 | 15—20 | 5—7 | Л | О | РД*<НБ | Риодацито*-метабазальтоидная |
| 65—85 | 30—40 | 35—45 | Л | Л | РД*≥НБ | Метабазальтоидно-риодацитовая* |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|---|---|---|---|---|
| 33 | $O_{1-2}$ | Восточно-Тувинская | — | 1500 |
| 34 | $S_1$ | Центрально-Саянская | — | 2500 |
| 35 | $S_2$ | » | — | 3000 |
| 36 | $D_2$ | Алейская | — | 2000 |
| 37 | $D_{2-3}$ | Алейская | — | 2000 |
| 38 | $D_{2-3}$ | Быструшинско-Белоубинская | 38а. Быструшинско-Синюшинская | 6000—7000 |
| | | | 38б. Белоубинская | 8000 |
| 39 | $D_3$—$C_1$ | Быструшинская | — | 3000 |
| 40 | $C_1$ | Белоубинско-Маймырская | — | 6000 |
| 41 | $C_3$— P | Сержихинская | — | 2000 |
| 42 | $D_2$ | Колывань-Томская | — | 1500—1800 |
| 43 | $D_{1-2}$ | Чарышско-Теректинская | 43а. Коргоно-Холзунская | 7000 |
| | | | 43б. Калгутинско-Уландрыкская | 4000 |
| 44 | $D_2$ | Ануйско-Чуйская | 44а. Куратинская | 6500—7000 |
| | | | 44б. Бельгебашско-Аккаинская | 1500—2000 |
| 45 | $D_{2-3}$(?) | Уйменско-Лебедская | 45а. Улаганская | 1000—4000 |
| | | | 45б. Уйменско-Лебедская | 3500—5500 |
| 46 | $D_2$ | Присалаирская | — | 1500 |
| 47 | $D_{1-2}$ | Мрасско-Кондомская | 47а. Мрасская | 5000 |
| | | | 47б. Ташелгино-Кондомская | Более 1400 |
| 48 | $D_{1-2}$ | Тельбесско-Мрасская | — | 5600 |

| 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 25—35 | <1 | 25—35 | Л | Л | Р>НБ* | Метабазальтоидно*-риолитовая |
| 8—12 | 3—5 | 6—8 | О | О | РД*>НБ* | Метабазальтоидно*-риодацитовая* |
| 90—95 | 5—10 | 80—90 | О | Л | РД*>НБ* | Метабазальтоидно*-риодацитовая* |
| 55—75 | 10—20 | 45—55 | Л | О | Р<Б | Метабазальтово-риолитовая |
| 45—60 | 30—40 | 15—20 | Л | Л | тЛ<ЛБ | Трахилипарито-металейкобазальтоидная |
| 25—35 | 15—20 | 10—15 | Л | О | Р≤Б | |
| 25—35 | 15—25 | 8—12 | Л | О | Р<Б | Риолито-метабазальтовая |
| 60—75 | 40—50 | 20—25 | О | О | тЛ<ЛБ | Трахилипарито-металейкобазальтоидная |
| 65—75 | 65—75 | — | Л | — | Б | Метабазальтоидная |
| 70—85 | 25—35 | 45—55 | Л | О | РД>НБ | Метабазальтоидно-риодацитовая |
| 60—80 | 35—45 | 25—35 | Л | О | РД*≤Б | Риодацито*-метабазальтовая |
| 80—90 | 15—25 | 60—70 | О | О | тЛ>тЛБ | Щелочная металейкобазальтоидно-трахилипаритовая |
| 90—95 | 10—20 | 75—85 | О | О | тД>тЛБ | Щелочная металейкобазальтоидно-трахидацитовая |
| 80—85 | 20—25 | 45—55 | О | О | Д>ЛБ | Металейкобазальтоидно-дацитовая |
| 60—70 | 10—15 | 45—55 | О | О | Д>НБ* | Метабазальтоидно-дацитовая |
| 65—70 | 40—50 | 15—20 | О | О | РД*<НБ* | Риодацито*-метабазальтоидная* |
| 65—70 | 50—55 | 10—15 | О | О | Р<НБ* | Риолито-метабазальтоидная* |
| 15—20 | 10—15 | 2—5 | О | О | РД*<НБ* | Риодацито*-метабазальтоидная* |
| 20—30 | 20—25 | 2—4 | Л | Л | Т*<НБ* | Трахито*-базальтоидная* |
| 90—95 | 80—90 | 5—10 | Л | О | тЛ*<НБ* | Трахилипарито*-базальтоидная* |
| 90—95 | 65—70 | 20—30 | Л | О | тЛД<тЛБ | Щелочная трахилипаритдацито-металейкобазальтоидная |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|---|---|---|---|---|
| 49 | $D_{1-3}$ | Восточно-Кузбасская | — | 6000—6500 |
| 50 | $D_{1-2}$ | Западно-Саянско-Тувинская | Усинская, Западно- и Восточно-Тувинская | 3000—3500 |
| 51 | $D_{1-2}$ | Абакано-Амыльская | 51а. Абакано-Таштыпская | 2000 |
| | | | 51б. Амыл-Кандатская | 2500 |
| 52 | $D_{1-2}$ | Батеневско-Байтакская | 52а. Батеневская | 800 |
| | | | 52б. Баградская | 1700 |
| | | | 52в. Байтакская | 4000—4500 |
| 53 | $D_{1-2}$ | Мартайгинско-Копьевская | — | 4500—5000 |
| 54 | $D_{1-2}$ | Манская | — | 1600 |
| 55 | $D_{1-2}$ | Рыбинская | — | 1800 |
| 56 | $D_{1-2}$ | Агульско-Тагульская | — | 2000—3000 |
| 57 | $C_1$— P | Кузбасская | — | 8900 |
| 58 | $C_1$— P | Минусинская | — | 2900 |
| 59 | $C_1$— P | Тувинская | — | 2750 |

Примечание. Породные группы: П — пикритовая, Б — базальтовая, ЛБ — лейкобазаль *(риолитоидная) без уточнения; тЛ — трахилипаритовая, тД — трахидацитовая, тЛБ — трахилейкобазальтовая;* Т — трахитовая; МТ — меланотрахитовая, ТФ — трахифонолитовая. * Требуется петрохимическое

и больше) довольно регулярно отличаются от мощных осадочных пачек признаками подъема литофациального уровня (погрубение терригенного материала в почве, кровле и внутри существенно эффузивных пачек, появление здесь же рифовых и околорифовых фаций известняков и доломитов и красноцветов, размывов в почве или кровле и т. д.). Крупные эффузивные массы в изучавшихся нами зонах геосинклинального накопления метабазальтами и более лейкократовыми базальтоидами. Аналогичные факты содержатся во многих детальных описаниях других авторов по разным геосинклинальным областям, хотя на указанное регрессивное изменение литофаций, одновременное с массовыми эффузивами, не обращалось специального внимания.

Окончание табл. 49

| 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 60—75 | 35—60 | 10—15 | Л | О | Т<тЛБ | Щелочная трахито-металейкобазальтоидная |
| 60—75 | 20—25 | 40—50 | Л | Л | РД>ЛБ | Лейкобазальтоидно-риодацитовая |
| 75—85 | 70—75 | 5—10 | Л | Л | РД*<НБ* | Риодацито*-метабазальтоидная* |
| 90—95 | 30—35 | 55—60 | Л | Л | тЛД>ЛБ | Металейкобазальтоидно-трахилипаритдацитовая |
| 85—95 | 20—30 | 60—65 | Л | Л | тЛД>тЛБ | Щелочная лейкобазальтоидно-трахилипаритдацитовая |
| 85—90 | 80—85 | 2—5 | Л | Л | тЛД<тНБ* | Щелочная трахилипаритдацито-базальтоидная* |
| 90—95 | 30—35 | 60—65 | Л | Л | тЛД<тЛБ | Щелочная металейкобазальтоидно-трахилипаритдацитовая |
| 90—95 | 80—85 | 5—10 | Л | Л | ТФ<тЛБ | Щелочная трахифонолито-лейкобазальтоидная |
| 90—95 | 55—70 | 20—40 | Л | Л | тЛД<тЛБ | Щелочная трахилипаритдацито-лейкобазальтоидная |
| 20—30 | 15—25 | 5—10 | Л | Л | ТФ<тЛБ | Щелочная трахифонолито-лейкобазальтоидная |
| 90—95 | 20—25 | 65—70 | Л | Л | тЛД>тНБ* | Щелочная базальтоидно*-трахилипаритдацитовая |
| 30—40 | — | 30—40 | — | О | тЛД* | Трахилипаритдацитовая* (туфовая) |
| 30—40 | — | 30—40 | — | О | тЛД* | То же |
| 20—25 | — | 25—25 | — | О | тЛД* | » |

тоидная, НБ — базальтоидная без уточнения, Р — риолитовая, Д — дацитовая, РД — риодацитовая зальтоидная, тНБ — трахибазальтоидная без уточнения, тЛД — трахилипаритдацитовая без уточнение уточнение.

Таким образом, намечается, что массовым геосинклинальным извержениям сопутствуют относительный подъем поверхности соответствующей региональной зоны накопления (абсолютное поднятие или замедление опускания) и регрессивная смена фаций. Иначе говоря, массовые эффузии геосинклинальных зон тяготеют не к моментам опускания, а к моментам поднятия или замедления опускания.

На материалах по геосинклинальным и орогенным эффузивно-осадочным разрезам эта закономерность подтверждается еще одной независимой статистической проверкой.

В табл. 48 сведены данные о мощностях и о насыщенности вулканогенным материалом (включая перемытый) для толщ, вмещающих

69 вулканических ассоциаций рифея и палеозоя Алтае-Саянской области. Количественные оценки взяты из табл. 49 и характеризуют весь геосинклинально-орогенный ряд вулканических формаций этой области. Здесь учтен весь вулканогенный материал внутриформационного поступления — базальтоидный, кислый и щелочносалический. Толщи с телепирокластическим материалом исключены.

Из табл. 48 видно, что повышенная насыщенность эффузивным материалом более характерна для толщ меньшей мощности, т. е. для зон с меньшим погружением. Уменьшение мощности толщ в пределах области происходит от геосинклинальных к орогенным зонам накопления. В этом же направлении усиливаются красноцветность и другие признаки подъема литофациального уровня эффузивно-осадочных толщ. Таким образом, насыщенность эффузивно-осадочных толщ вулканогенным материалом в пределах области возрастает от геосинклинальных накоплений к орогенным.

Отрицательная корреляция между содержанием вулканогенного материала и мощностями сохраняется и для геосинклинальных толщ области (вместе с переходными), взятых отдельно от орогенных.

Поскольку накопленные мощности и крупные интервалы мощностей являются некоторым показателем скорости погружений, приведенные зависимости говорят о том, что усиление извержений сопряжено, скорее, не с усилением, а с ослаблением опусканий.

Следует отметить, что эта связь не проявляется при анализе мощностей мелких частей разреза, т. е. практически не имеет силы для отдельных вулканических актов. По опорным разрезам эффузивно-осадочных толщ рифея и кембрия нами было отобрано 146 пар «элементарных» осадочных и следующих за ними эффузивных пачек (пластов) с ненарушенными согласными контактами, точно известной стратиграфической последовательностью и измеренными полными мощностями. Состав каждого взятого горизонта либо чисто эффузивный (лавы и переслаивающиеся с ними туфы), либо только осадочный (включая перемытый эффузивный материал). Полученные оценки коэффициентов парной корреляции между мощностями эффузивов и осадочных пород ($r=0{,}03$) или между логарифмами мощностей ($r=0{,}04$) далеки от значимых ($r_{05}=0{,}16$).

По данным геологического изучения, островные гирлянды (дуги) в окраинных морях сложены вулканическими продуктами, главным образом лейкобазальтоидными, и устойчиво остаются положительными формами рельефа, несмотря на прогибание их цоколя (перекомпенсированное вулканическое накопление; Эрлих, 1968, и др.). В современных окраинных морях достаточно хорошо установленной закономерностью является смена эффузивных разрезов островных гирлянд существенно осадочными накоплениями подводных желобов по латерали. Отмечена статистическая тенденция роста объемов вулканических построек (интенсивности вулканизма) от молодых островных дуг к орогенам (Эрлих, 1973).

Медиана гипсометрических отметок для совокупности провинций островных дуг и желобов выше медианы отметок дна для всех океанов и значительно выше, чем для собственно провинции океанического бассейна (Menard, Smith, 1966). Следовательно, процессы, которые формируют пояса желобов и островных гирлянд с их экстремально активным вулканизмом, в общем воздымают кору.

В последнее десятилетие обосновано представление о том, что юные поднятия срединных океанических хребтов сопряжены с массовым юным базальтовым вулканизмом. Такая же сопряженность характерна для сухопутных продолжений океанических хребтов — рифтовых поясов, в которых в общем преобладают поднятия поверхности (Исландия, свод Восточно-Африканского рифта).

Менее крупные в плане тектонические поднятия в океанах представляют районы мощного кайнозойного базальтового вулканизма, расположенные вне срединных хребтов (Гаваи, Галапагос и др.) и вулканические архипелаги периферии Атлантического океана (Канары и др.). Они связываются с «горячими пятнами» в мантии или на границе ее с корой (Johnson, Lowrie, 1972; Middlemost, 1973).

Вулканизм весьма характерен также для эпиплатформенных орогенов (Хаин, 1971, и др.).

Таким образом, положительная сопряженность массовых извержений с относительным подъемом поверхности (так мы будем называть обобщенно абсолютное поднятие и замедление опускания) представляет некоторую общую статистическую закономерность вулканизма, которая проявляется даже в геосинклинальных зонах, несмотря на преобладание в них погружений,

Такой общий вывод, на первый взгляд, не согласуется с установленной для территории материков (Ронов, 1959) приуроченностью главной массы эффузивов к накоплениям древних морей. Эта последняя закономерность, однако, отражает уже не массовость вулканизма, а лишь более благоприятные условия захоронения эффузивного материала в морских впадинах, что сохраняет силу и на современном геологическом этапе.

Надо подчеркнуть, что связь между массовостью вулканизма и относительными поднятиями имеет типично стохастический характер, а положительный знак этой связи выражает собой лишь правило предпочтительности. Например, из табл. 46 ясно, что одинаковая насыщенность эффузивным материалом повторяется при разной мощности толщ (взятой в качестве показателя скорости накопления и режима погружения). Приводившиеся выше оценки силы связи между признаками массовости извержений и относительного поднятия далеко не отвечают детерминированной.

Практически это означает, что при анализе отдельных эффузивных толщ, вулканических комплексов или зон мы неизбежно будем встречаться с исключениями из статистической закономерности, число которых заранее неизвестно. Именно стохастическую, а не детерминированную (функциональную) зависимость между режимом вертикальных движений и массовостью вулканизма следует ожидать исходя из такой общей предпосылки, как признание сложно опосредованного характера этой природной связи. Несомненно, эту предпосылку имеют в виду многие исследователи, высказывающиеся о том, что связь между магматизмом и его тектоническим положением является парагенетической, а не причинной или генетической (Горшков, 1964; Штрейс, 1967; Шейнманн, 1968; Ю. А. Кузнецов, 1970, и др.). Стохастический характер связи определяется также тем, что факторы, контролирующие магматический процесс, не сводятся только к тектоническим, как бы расширительно последние ни понимались. Эти принципиальные соображения остаются в силе по отношению к связи между любым тектоническим фактором и любым признаком магматических формаций.

Прямая статистическая сопряженность между массовостью вулканизма и относительными поднятиями должна иметь физическое объяснение. Прежде всего, должны быть определены совокупность наиболее эффективных факторов и механизм их взаимодействия.

Ключ к физическому пониманию рассматриваемой связи дают новые материалы о соотношении гипсометрии поверхности и величин современного теплового потока в океанах и на материках. Они показывают, что относительные поднятия поверхности (срединно-океанические хребты, крупные вулканические поднятия типа Гавай, пояса островных гирлянд, кайнозойские горные пояса) положительно коррелируются с величиной теплового потока (Langseth, Herzen, 1970; и др.). Не все,

но многие из этих поднятий представляют зоны активного или массового вулканизма. С другой стороны, те же юные поднятия с вулканизмом характеризуются по геофизическим данным разуплотнением вещества на уровнях верхов мантии и низов коры по сравнению с соседними регионами и соответственно утолщением коры (Беляевский, Борисов, Вольвовский, Щукин, 1971; Knopoff, 1969; Cummings a. Shiller, 1971; Hill, Kinoshita, 1965; Dash, Bosshard, 1968, и др.).

В свете этих данных совмещенность зон массового вулканизма с поднятиями определяется уже тем, что усиленный теплопоток сопровождают термическое расширение, твердофазные превращения пород с расширением, а также плавление, вызывающие относительный подъем поверхности.

Известно, что плавление эклогита приводит к приросту объема примерно на 1/4, а плавление габбро и гранита — на 1/10.

Твердофазовые превращения с увеличением объема при разогреве включают в себя переход из пироксен-гранатовой ассоциации в пироксен-плагиоклазовую, ассоциации жадеита и кварца в альбит, коэсита в кварц, α-кварца в β-кварц, шпинелей в менее плотные минералы.

К увеличению объема приводит также отделение водного флюида при разогреве и разложении водосодержащих фаз.

Значительное приращение объема возможно при метасоматической гранитизации пород перед их расплавлением (Ритман, 1964; В. В. Белоусов, 1966). Повышенная активность гранитизирующих агентов (вода, щелочи, кремнекислота) естественным образом сопряжена с зонами повышенного теплового потока; высокоподвижные компоненты выделяются из глубинных масс при прогреве и в то же время способствуют теплопереносу (Ю. А. Кузнецов, Изох, 1969).

Плавление и твердофазные изменения с приращением объема, а также выделение флюидной фазы и гранитизация пород (первично более основных) при разогреве должны происходить охотнее с уменьшением давления в зоне разогрева. Плавление и термообъемный эффект должны усиливаться при снятии давления в зоне прогрева.

Известная идея о снятии давления как факторе, благоприятном для выплавления магм, получила многочисленные подтверждения в экспериментах с базальтоидными, а в последнее время и с кислыми силикатными системами, сухими и недосыщенными водой. Эти данные были рассмотрены выше.

Снижение давления может быть вызвано денудацией пород в зоне поднятия или эксплозивным выносом материала за пределы вулканического района. На океаническом дне аналогичную роль выполняет доказанный в последнем десятилетии механизм растекания масс от осей срединных хребтов (Vine, Hess, 1970, и др.). Сходный (но в 2,5—3 раза более слабый, чем при сносе горных пород) эффект может дать уменьшение слоя воды над подводным поднятием.

Подъем крупных региональных зон, по имеющимся представлениям (Bemmelen, 1964, 1965; Shaw 1973; и др.), может быть вызван и глубинными течениями вещества мантии, непосредственно не связанными с термообъемным эффектом в самой зоне поднятия.

Таким образом, поднятие может быть либо следствием разогрева, разуплотнения и плавления глубинных пород, либо независимым процессом, либо суммарным выражением процессов. Поскольку термообъемный механизм представляется довольно сильным фактором, предпочтительная положительная сопряженность между массовостью вулканизма и поднятиями неизбежна. Как видно из изложенного, связь эта сложно и неоднозначно опосредована.

Предпочтительная прямая сопряженность между магмообразованием и относительными поднятиями должна быть общей для эффузивного

и интрузивного магматизма. Известно, что формирование самостоятельных интрузивных комплексов в основном, а многими авторами целиком относится к зонам и стадиям регионального поднятия.

Сопряженность между вспышками вулканизма и относительным поднятием дает указание на то, что этапы генерации магм в значительной мере одновременны с поднятиями (Белоусов, 1970а, 1973а).

## *ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКОЕ ИСТОЛКОВАНИЕ ОСНОВНЫХ ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ ВУЛКАНИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ*

Остановимся на возможных причинах главных петрохимических различий между ассоциациями подвижных поясов и кратонов, а также между геосинклинальными и орогенными ассоциациями в подвижных поясах. Сами эти различия были показаны в гл. VII.

В нескольких работах (Белоусов, 1971а; Белоусов, Полякова, 1971; Белоусов, Налетов, Полякова, 1971; Beloussov, 1971) эти причины рассматривались применительно к базальтоидной, кислой и щелочносалической группам вулканитов. В выводах, излагаемых ниже, мы учитываем уже рассмотренные данные о базальтоидных, кислых и щелочносалических котектиках.

В базальтоидной группе повышение содержания кремнезема и глинозема и понижение титана, от кратонов к подвижным поясам, может быть в значительной мере объяснено тем, что в подвижных поясах как зонах повышенного теплопотока базальтоидное магмообразование захватывает верхние, наиболее обогащенные сиалическим материалом горизонты верхней мантии, а отчасти, может быть, и существенно базальтоидные низы коры. Обратная тенденция изменения содержаний тех же трех элементов от ранних к поздним орогенам соответствует опусканию фронта зоны базальтоидного магмообразования на более глубокие уровни.

Те же различия следует ожидать вследствие разницы давлений при предполагаемой разной глубине залегания зоны базальтоидного магмообразования в подвижных и кратонных областях. Высокие давления неблагоприятны для обогащения силикатных выплавок кремнеземом и особенно глиноземом, в связи с высоким парциальным молярным объемом этих окислов в расплаве (Брянцев, 1968; Bottinga, Weill, 1970). Рост давления способствует обогащению силикатного расплава окисью титана, как об этом свидетельствуют опыты с системой $MgO—SiO_2—TiO_2$ при давлениях от 1 атм до 40 кбар (McGregor, 1969).

Повышение содержаний кремнезема и глинозема в базальтоидах некоторых близинверсионных орогенов по сравнению с собственно-геосинклинальными соответственно может быть объяснено региональным подъемом зоны базальтоидного магмообразования на более сиалический уровень. Такое прогрессивное перемещение фронта базальтоидного магмообразования, от геосинклинального этапа к раннеорогенному, не является обязательным, поскольку базальтоиды этих стадий не всегда различаются по рассматриваемым окислам.

Фактором, определяющим в значительной мере отличия состава базальтоидов подвижных поясов от кратонных, может быть более значительная насыщенность зоны базальтоидного магмообразования в подвижных поясах водой, вызывающая повышение кремнеземистости и глиноземистости и понижение общей меланократовости базальтоидных выплавок.

Повышенная насыщенность водой базальтоидных магм в кайнозойских подвижных поясах по сравнению с кратонами доказывается резко повышенной эксплозивностью базальтоидов подвижных поясов (Rittman, 1967), в результате чего планетарное распределение величин показателя эксплозивности бимодально. В самом общем виде повышенный фон содержания воды в пределах подвижных поясов (тектоносферов) объясняется возможностью поступления ее из мощной, термически и механически активизированной, глубинной части подвижного пояса, а также мобилизацией из водосодержащих минералов самых верхов мантии и низов коры (Коржинский, 1967; Ю. А. Кузнецов, Изох, 1969; Brown, Fyfe, 1970; Merrill, Robertson, Wyllie, 1970; Wyllie, 1971, и др.).

В кислой группе вулканитов петрохимические отличия кислых вулканитов подвижных поясов также могут быть поставлены в связь с повышенным теплопотоком (и отсюда более высоким положением фронта кислого магмообразования, а главное повышенной вероятностью перегрева расплавов над аплитовой эвтектикой) и повышенным насыщением зоны магмообразования водой. Эти факторы в значительной мере объясняют статистически повышенные содержания магния, кальция и алюминия, а также пониженные уровни калия, суммы щелочей, калий-натриевого и железо-магниевого отношений в кислых вулканитах подвижных зон.

В платформенных кислых эффузивах почти равноправное молекулярное соотношение окисей натрия и калия (в среднем 56:50) и умеренный избыток кремнезема ($Q = 31{,}3$, на основании средних по выборке П, табл. 34) соответствуют участку предпочтительных составов гранитоидов, изображенных в системе альбит — ортоклаз — кварц (Tuttle, Bowen, 1958; Винклер, Платен, 1968) и близки к соотношениям в тройной эвтектике для сравнительно сухой части системы альбит — ортоклаз — кварц — вода (Tuttle, Bowen, 1958). По отношению к составам орогенных кислых эффузивов платформенные явно уклоняются в сторону сечения кварц — ортоклаз, т. е. в сторону более обогащенных калием или более легкоплавких кислых составов — аплитовых (Винклер, Платен, 1968). Соответствие среднего состава платформенных кислых эффузивов сравнительно сухим условиям выплавления подтверждается экстремально низким содержанием $Al_2O_3$; обогащение водой кислых силикатных систем, по экспериментальным данным, приводит обычно к обогащению выплавок глиноземом.

Пониженная глиноземистость, повышенная калиевость и отсутствие сильного пересыщения глиноземом платформенных кислых эффузивов свидетельствуют в пользу того, что образование их тяготеет к глубокой, гранулитовой зоне низов материковой коры, где становится повышенной устойчивость кварца в равновесии с расплавом, а плагиоклазы заменяются устойчивыми к плавлению силикатами алюминия и жадеитом.

Основные особенности первичного состава кислой группы геосинклинальных вулканитов — значительное преобладание натрия над калием (по-видимому, более сильное, чем в орогенных, где отношение средних молекулярных количеств равно 61:38), наиболее выраженный основной уклон нормативного плагиоклаза, наибольшая меланократовость и повышенное пересыщение $SiO_2$ ($Q = 34{,}4$, по средним содержаниям окислов для выборки Г, табл. 34) — могут найти объяснение в повышенном теплопотоке геосинклинальных областей, благоприятном для перегрева расплавов на глубинах кислого магмообразования. Прямая связь анортитовости и меланократовости кислых палингенных выплавок с перегревами доказана экспериментально (Винклер, Платен, 1968, и др.). Установлено также, что в системе анортит — альбит — ор-

токлаз — кварц — вода содержание нормативного кварца в выплавках растет параллельно с увеличением основности нормативного плагиоклаза при повышении температуры (Platen, 1965; James, Hamilton, 1969).

Важнейшие уклонения состава орогенных кислых эффузивов от геосинклинальных — менее натровое соотношение щелочей, меньшая нормативная анортитовость и меланократовость, пониженное содержание избыточного кремнезема ($Q = 30{,}1$) — свидетельствуют о меньшем развитии перегревов, что, на первый взгляд, не вяжется с высоким теплопотоком в орогенных областях. Это противоречие, так же как и специфически повышенная глиноземистость в орогенных кислых эффузивах, удачно объясняется повышенной ролью воды при кислом магмообразовании на орогенном этапе. С точки зрения общегеологических данных, такое допущение вполне правомерно, поскольку именно на орогенном этапе происходит самое интенсивное образование кислых магм с подъемом фронта массового (батолитового) магмообразования на наиболее высокие уровни, в богатую водосодержащими минералами амфиболитовую зону метаморфизма или в еще более высокие зоны. Насыщенная водой среда благоприятствует массовому протеканию палингенеза при невысоких температурах с небольшим развитием перегрева в очагах магмообразования. Высокая насыщенность водой вызывает обогащение кислых выплавок алюминием.

Спад содержаний глинозема, от орогенных кислых эффузивов к геосинклинальным и еще более заметно к платформенным, таким образом, возможно, отвечает соответствующему уменьшению водонасыщенности среды магмообразования.

Изменение состава кислых эффузивов от ранних к поздним орогенам и затем к материковой платформе в общем хорошо увязывается с уменьшением теплопотоков и активности воды.

Суждения, высказанные относительно кислых вулканитов, могут быть приложимы и к гранитоидным ассоциациям разного тектонического положения, так как между теми и другими намечаются прямые петрохимические аналогии. Так, повышенные меланократовость и первичная анортитовость геосинклинальных эффузивов соответствуют плагиогранит-тоналитовому уклону геосинклинальных гранитоидов. Нормальный калинатровый профиль и повышенное содержание глинозема в орогенных кислых эффузивах, возможно, отвечают высокоглиноземистой тенденции гранитоидов орогенных серий (Изох и др., 1967; Hall, 1971). Щелочной и малоглиноземистый уклоны кислых эффузивов кратонных областей соответствуют аляскитовой, пантеллеритовой и комендитовой тенденциям гранитоидов этих областей.

В щелочносалической группе эффузивов усилением тепловых потоков и водонасыщенности может быть объяснено повышение содержания магния и уменьшение суммы щелочей и железо-магниевого отношения от кратонов к подвижным поясам. Составы щелочносалических магм устойчивых областей сильнее тяготеют к самой низкоплавкой из щелочносалических породообразующих смесей — нефелино-полевошпатовой, в то время как в подвижных поясах магмы имеют более трудноплавкие составы трахито-латитового уклона. Снижение фронта зоны образования щелочносалических магм в кратонах на более глубокие уровни (низы коры и, вероятно, верхи мантии) способствует образованию выплавок, сильнее недосыщенных кремнеземом, чем в подвижных поясах.

Изложенные соображения могут быть в определенной мере справедливы и для щелочносалической группы интрузивных пород, поскольку намечается петрохимическая аналогия между эффузивными и интрузивными щелочносалическими породами в одной и той же тектонической обстановке. Так, фанерозойские щелочносалические интрузии на древ-

них докембрийских щитах имеют ультращелочной натриевый уклон (Воробьева, 1969а), как и рассмотренные нами (гл. VII) мезокайнозойские щелочносалические вулканиты Африки, Мадагаскара и Австралии. В то же время щелочносалические интрузивные ассоциации более молодых платформ и подвижных поясов характеризуются обычными трахитовыми уровнями содержания щелочей и калиевой их специализацией (Воробьева, 1969а), как и вулканиты аналогичных областей. Многими исследователями отмечается прямая зависимость натриево-фонолитового уклона щелочносалических пород от продолжительности времени, прошедшего после стабилизации области. Она довольно просто объясняется с позиций физико-химической петрологии. Именно с удревнением фундамента платформы уменьшается теплопоток, возможность подъема фронта магмообразования, а также концентрации воды в зоне генерации щелочносалических магм.

На основании сказанного можно полагать, что при переходе от одного тектонического типа магматических провинций к другому (от кратонов к подвижным поясам, от геосинклиналей и ранних орогенов к поздним орогенам и материковой платформе) формирование магм, отвечающих трем породным группам, определяется более или менее согласованным подъемом или опусканием уровней базальтоидного, кислого и щелочносалического магмообразования.

Аналогичная согласованность намечается и для насыщенности зон магмообразования водой.

В проведенном выше анализе не учитывались предположения о механических особенностях тектонического режима (степени проницаемости коры, характера подъема магм и т. п.), дифференциации магм в вулканическом цикле и о ювенильном привносе в зону формирования магм тех или иных породообразующих компонентов. Это не означает отрицания возможности того, что указанные факторы заметно влияют на появление неслучайных различий состава магм между областями разного тектонического типа.

Дело прежде всего в том, что о самих особенностях проявления этих факторов в областях разного типа сейчас нельзя, по существу, сделать обоснованных и однозначных предположений. Напротив, для учтенных факторов теплового режима, давления (глубины) и характера минеральных ассоциаций, а также режима воды геологически обоснованные однозначные предположения возможны. Кроме того, для этих факторов более или менее ясен характер взаимной зависимости в геологической обстановке, и их действие удается обобщить в логически связной петрологической модели. Другие же факторы в петрологическое объяснение («модель») могут быть сейчас введены только эклектически и весьма произвольно.

Как можно было видеть, влияние учтенных факторов — экстенсивных (латеральные и вертикальные изменения валового состава и вертикальные изменения минералогического состава магмообразующих субстратов) и интенсивных (тепловой режим, давление, режим воды) — удовлетворительно объясняет статистические различия составов магм между областями разного тектонического типа.

### *О ПРИРОДЕ НЕКОТОРЫХ СВЯЗЕЙ МЕЖДУ ПОРОДНЫМИ ГРУППАМИ В ВУЛКАНИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЯХ*

Принимая и используя рабочую гипотезу о существенной самостоятельности или автономии базальтоидной, кислой и щелочносалической породных групп, следует удовлетворительно объяснить прямую сопряженность между этими группами в естественных ассоциа-

циях. Сопряженность эта улавливается по целому ряду признаков:

а) *по согласованности содержаний щелочей между салическими и базальтоидными породами в вулканических ассоциациях («сериях»);*

б) по намечающейся согласованности уровней активности воды при образовании базальтоидной и салической породных групп (см. предыдущий раздел данной главы);

в) по обычному совместному появлению салических эффузивов с базальтоидными (а не изолированно от последних);

г) по согласованности тепловых режимов и глубин формирования базальтоидной и салической породных групп (см. предыдущий раздел данной главы).

Эти, а также другие возможные проявления сопряженности пород, как известно, довольно просто объясняются на основе канонической схемы, по которой салические продукты, ассоциирующие с базальтоидными, являются прямыми дифференциатами базальтоидной магмы. *Сопряженность между салическими и базальтоидными породами* считается даже критерием образования их в одном фракционном цикле, или критерием комагматичности в собственном смысле.

*Согласованность между ассоциирующими базальтоидными и салическими* породами по суммарной щелочности известна давно. Обычно, хотя далеко не всегда, щелочность салических пород тем выше, чем выше щелочность ассоциирующих базальтоидов. Эта закономерность широко используется при петрохимических сопоставлениях серий изверженных пород; на ней основана шкала эталонных серий А. Н. Заварицкого (1950). Аналогично (но, по-видимому, слабее) согласованы уровни индивидуальных содержаний натрия и калия и их отношение в салических и базальтоидных группах.

Заметим, что в литературе не отмечалось, помимо щелочей, других независимых петрохимических показателей, которые устойчиво согласовывались бы в ассоциирующих базальтоидных и салических породах. Это не случайно. Щелочи среди главных породообразующих компонентов магм отличаются особым, высокоподвижным, поведением (Коржинский, 1946, 1967, и др.). В составе эффузивных и других изверженных пород высокоподвижное поведение натрия и калия зафиксировано в том, что их корреляционные связи (парные и множественные корреляции) с другими (инертными) породообразующими элементами в общем слабее, чем корреляции инертных элементов (Груза, 1964, 1965, 1968; В. В. Кепежинскас, 1969; Иванов, 1963; Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969; Белоусов, Кутолин, Фролова, 1972, и др.).

Высокая подвижность щелочей способствует тому, что активность натрия и калия оказывается относительно выдержанной на огромном протяжении магмовмещающих зон (Коржинский, 1967). Действие этого сильного фактора (независимо от источников щелочей) направлено на выравнивание активностей (и в известной мере, концентраций) щелочей в магматической системе каждой тектоно-формационной зоны, где сосуществуют и поднимаются базальтоидные и салические расплавы. Поэтому прямая сопряженность между содержаниями щелочей в ассоциирующих базальтоидах и салических породах вполне естественна не только в случае прямой комагматичности, но и при сонахождении автономных очагов. Естественно также, что в этом последнем случае какой-то вклад в общую корреляцию щелочей вносят процессы фракционирования и выравнивания щелочей в течение всех прошлых магматических циклов в данной зоне, в результате чего в ней формируется некоторый характерный профиль щелочности субстратов и магм.

В главе VII отмечена прямая сопряженность между базальтоидной, кислой и щелочносалической группами пород по величине отношения железа к магнию, выявляемая путем сравнения составов вулка-

нических ассоциаций разных типов тектонических провинций. Эта связь тоже не противоречит автономному формированию ассоциирующих породных групп, так как она ясно увязывается со степенью тектонической зрелости (и, следовательно, со степенью дифференцированности глубинных магмообразующих субстратов). Последняя определяется всей историей тектоно-магматических процессов в данной тектоно-формационной зоне, в том числе и процессами магматической дифференциации всех предыдущих циклов.

Относительная согласованность уровней химической активности воды при образовании парагенетически связанных породных групп, устанавливаемая по косвенным (в нашем случае петрохимическим) данным, удовлетворительно объясняется тем, что вода как высокоподвижный компонент должна быть сильно склонна к выравниванию химических потенциалов и концентраций в магматических системах, как и щелочи (Кадик, Лебедев, Хитаров, 1971, и др.).

Затронутый здесь вопрос о прямых корреляциях между уровнями одних и тех же петрохимических компонентов и активностей воды в ассоциирующих базальтоидных, кислых и щелочносалических породах (магмах) заслуживает более обстоятельной разработки. Уместно отметить, что эффективным критерием прямой комагматичности салических пород с базальтоидными могла бы оказаться прямая сопряженность скорее по инертным породообразующим компонентам, а не по высокоподвижным, на которые до сих пор обращалось внимание.

Можно считать хорошо установленным фактом, что кислые и щелочносалические эффузивы там, где они появляются, в подавляющем большинстве случаев тесно, латерально или стратиграфически, ассоциируют с базальтоидами. Чисто салические ассоциации редки (если иметь в виду вулканические ассоциации регионального значения, а не мелкие их части). В этих редких случаях чисто салических ассоциаций, конечно, не всегда можно исключать наличие сопряженных базальтоидных магм, не вышедших на поверхность. Намечается, что чисто салические комплексы несколько чаще, чем в других, образуются в орогенных провинциях, где наиболее развиты гранитоиды. Несравненно чаще и в разной обстановке встречаются базальтоидные комплексы без салических пород.

Главной причиной совместного появления салических вулканических магм с базальтоидными вполне может быть не комагматическая, а теплоэнергетическая связь. В наиболее общем и универсальном виде механизм этой связи можно представить в виде вертикальной миграции теплового фронта и соответственно фронта магмообразования, который проходит в каждом самостоятельном вулканическом цикле прогрессивную стадию (достигая или не достигая в конце ее салического уровня), а затем регрессивную. Эта модель хорошо объясняет отмеченные выше закономерности совместного нахождения базальтоидной и салической групп эффузивов. Она также объясняет и статистическую тенденцию, в общем слабую, более позднего появления салических эффузивов по сравнению с базальтоидами в вулканических циклах (вулканических комплексах)

Возникшие на первых этапах подъема фронта магмообразования базальтоидные магмы служат аккумуляторами и переносчиками тепла, стимулирующими образование салических магм (Уокер, Польдерварт, 1950; Ломизе, 1967; В. В. Белоусов, 1969; Bemmelen, 1968; V. V. Belousov, 1971, и др.). Зона салического магмообразования не может совершенно произвольно удаляться от базальтоидной и должна гипсометрически соседствовать с ней. Этим объясняется отмеченная выше прямая сопряженность термических режимов образования базальтоидных и салических магм, вытекающая из статистических петрохимических сравнений.

Вопрос о природе связей между салическими и базальтоидными вулканическими магмами, очевидно, смыкается с вопросом о природе связи салических и габброидных магм в интрузивных ассоциациях. Следует отметить, что распространение и геологическая роль габбро-гранитоидных и габбро-сиенитовых ассоциаций, как показано формационными исследованиями последних 10—15 лет, оказались значительно существеннее, чем это представлялось ранее. Как известно, идея самостоятельного (параллельного) образования базальтоидных и салических (гранитоидных) магм в процессе вертикальной миграции фронта магмообразования оформилась на примере изучения интрузивных серий (Ю. А. Кузнецов, 1964; Изох, Русс, Кунаев, Наговская, 1967, и др.).

Таким образом, гипотеза самостоятельности базальтоидной и салических породных групп в вулканических ассоциациях не встречает особых затруднений при объяснении известных фактов прямой сопряженности между ними.

# ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Проведено районирование вулканических ассоциаций верхнего докембрия и нижнего палеозоя в западной части Алтае-Саянской геосинклинальной провинции с учетом современных данных об общей тектоно-формационной зональности территории для этого этапа. Выделены региональные вулканические зоны. Прослежено усложнение региональной зональности вулканизма во времени.

2. Проведено сравнительное изучение вулканических комплексов, ограниченных рамками выделенных зон. Сопоставлены по первичным и вторичным петрографическим признакам и петрохимическим показателям совокупности лавовых пород всех комплексов. Выявлена крупноплощадная зональность распределения составов вулканических ассоциаций, сопряженная с переходом от внутренних зон геосинклинальной области к приплатформенным (усиление роли салических пород, повышение щелочности и калиевости эффузивов). Отработана практичная система петрографических показателей и математико-статистических оценок, обеспечивающая более совершенное сравнительное исследование составов вулканических комплексов.

3. Определены основные черты изученной геосинклинальной ассоциации в целом, как метаэффузивной ассоциации. Выяснена предпочтительная последовательность образования вторичных минералов в базальтоидных и салических эффузивах. Для познания процессов регионального зеленокаменного перерождения геосинклинальных эффузивов интересны полученные доказательства раннего завершения региональной альбитизации и существования стадии массового образования кальцита, отсутствие признаков регионального развития цеолитов, пренита и пумпеллиита. Проанализированы с использованием разных подходов вторичные изменения петрохимических составов лав при региональном зеленокаменном перерождении и связь этих изменений с составом вторичных минеральных ассоциаций. Выявлена группа относительно стабильных элементов (Si, Ti, Al, Fe, Mg) и особенности поведения высокоподвижных (Ca, Na, K). Выделены петрохимические показатели, позволяющие удовлетворительно судить о первичных петрохимических особенностях лав. Апробирована нетрадиционная система петрографических показателей и оценок вторичных изменений эффузивов (статистические оценки последовательности инкрустационных минералов, оценки степени сохранности первичных фаз, корреляционные оценки парагенетических связей между минералами и др.). Составленная схема стадий регионального зеленокаменного изменения увязана с современными экспериментальными данными. При истолковании причин региональной альбитизации эффузивов использованы новые данные о планетарной засоленности глубинных термальных вод.

4. Проработана и опробована система оценок состава ассоциаций вулканических пород на петрохимической основе, пригодная для палео-

типных ассоциаций и для сопоставления их с кайнотипными. Разработан достаточно простой вариант номенклатуры для детализированной классификации составов вулканических ассоциаций. Необходимая степень однозначности классификации составов обеспечивается твердо заданными границами (не противоречащими существующей петрографической практике), а необходимая надежность — доверительными статистическими оценками (с использованием наиболее простых и общедоступных критериев).

5. На основе новых материалов о составах и метаморфизме эффузивных формаций и результатов специальных статистических исследований химизма вулканических формаций пересмотрено представление о жесткой связи между типами составов вулканических ассоциаций с их тектоническим положением. На примере вулканических комплексов подвижных поясов (геосинклинальных и орогенных) показано, что связь эта стохастическая и для нее обычно повторение одних и тех же типов (выделенных по составу, массовости, метаморфизму и т. д.) в разных тектонических обстановках. Перечень типов составов геосинклинальных вулканических комплексов оказывается гораздо разнообразнее, чем представлялось ранее. Это обстоятельство принципиально важно для практики формационного анализа и дальнейшей разработки формационных классификаций магматических образований.

6. На широком материале проведено петрохимическое сопоставление составов вулканических ассоциаций геосинклинальных, орогенных и отчасти кратонных провинций для базальтоидной, кислой и щелочносалической групп пород.

7. Рассмотрен ряд актуальных вопросов магматической петрологии эффузивов. Это сделано в плане формационной петрологии, с расширенных позиций (включая общегеологический анализ) и в расчете объяснить особенности природных ассоциаций вулканических пород в целом. В основу анализа взяты наиболее простые формационные (парагенетические) единицы — породные группы; базальтоидная, кислая и щелочносалическая. Эти группы образуют отдельные вулканические комплексы или залегают совместно, но отличаются друг от друга признаками прерывности состава или другими признаками, позволяющими принять рабочую гипотезу об их автономности. Формационная петрология, как петрология природных совокупностей пород, представляет плодотворное поле для применения статистических методов исследования совокупностей. Идея стохастических совокупностей и связей и математико-статистические оценки использованы в петрогенетической главе.

Наиболее актуальными из рассмотренных представляются следующие вопросы.

А. Эффективность дифференциации магм в вулканическом цикле. Для оценки эффекта фракционирования кристаллов в базальтоидах изученной области использованы линейные корреляции между содержанием породообразующих элементов и количественными характеристиками вкрапленников, а также петрохимическое сравнение лав с разной степенью порфировости. Выявленные эффекты слабы, что вместе с другими данными свидетельствует о том, что в обычных базальтоидах подвижных поясов (безоливиновых или бедных оливином) фракционирование на стадии интрателлурической кристаллизации вулканических магм невелико.

Б. Низкотемпературные котектики как основа формирования магм базальтоидной, кислой и щелочносалической породных групп. В работе развивается представление о том, что распределение составов магм указанных групп существенно определяется природным механизмом дозировки состава расплавов теми низкоплавкими минеральными котектиками, на которые опирается образование этих расплавов (котектики:

пироксен-плагиоклазовая, пироксен-гранатовая, плагиоклаз-калишпатовая, кварцево-полевошпатовая и др.). Под этим углом зрения проанализированы литературные данные по перекристаллизации, плавлению и кристаллизации силикатных систем.

Базальтовые и лейкобазальтоидные составы магм, характерные для подвижных поясов, соответствуют пироксен-плагиоклазовой и гранат-клинопироксеновой котектикам на всем или почти на всем солидус-ликвидусном интервале для определенных глубинных уровней; эта котектическая устойчивость магм неблагоприятна для кристаллизационной дифференциации, но способствует устойчивому существованию и аккумуляции базальтоидов на этих уровнях. Глубинная зона котектической устойчивости у обычных (толеитовых) базальтов особенно широка (достигает поверхности), что является одной из причин того, что максимум составов земных базальтоидов приходится на эти базальты. Лейкобазальтоиды по котектическим условиям не предрасположены к дифференциации в лейкократовом направлении на малых глубинах коры. Представляется, что главные черты химического состава базальтоидных лав подвижных поясов сформировались на уровнях верхней мантии и самых низов коры. Петрохимическая стехиометрия базальтов, как показывает анализ линейных корреляций между элементами, контролируется в основном плагиоклазсодержащей котектикой.

В. Природа устойчивых минимумов в распределении составов между базальтоидной, кислой и щелочносалической группами пород. Сделан обзор имеющихся данных и гипотез о возможных механизмах возникновения устойчивой дискретности в распределении составов — о градационном фракционировании магм (кристаллизационном и др.), о ликвации силикатных магм, о фильтр-прессинге на стадии кристаллизации, о режиме выхода (функций поступления) магм разного состава на поверхность и о фракционном выплавлении вулканических магм. Устанавливается, что фракционное плавление полиминеральных пород неизбежно сопровождается дискретным распределением составов выплавок. Максимумы составов при этом определяются котектическими сочетаниями минералов исходных пород.

Модель автономного фракционного выплавления базальтоидных, кислых и щелочносалических магм, составляющих дискретные или неодномодальные вулканические ассоциации, не противоречит геологическим, петрографическим и физико-химическим фактам, с которыми сталкиваются предположения о ликвации и о фильтр-прессинге жидких остатков. Она может приниматься в качестве рабочей гипотезы. Актуальность ее разработки и апробации видна из того, что магматическая петрология сейчас все больше отходит от представлений о чрезмерных возможностях дифференциации базальтоидной магмы в одном цикле ее существования и становится на позиции широкой полифилии и автономии магм разного состава.

Г. Характер и зональность состава глубинных субстратов, пригодных для эффективного выплавления магм базальтоидных, щелочносалических и кислых. Сделана попытка представить некоторую общую схему распределения эффективных магмообразующих субстратов (глубинных пород, обогащенных низкоплавкими минеральными котектиками соответствующего состава), подготовленных геологическим развитием верхней мантии и коры.

В качестве отправных моментов учитываются принципиальные данные и предположения:

1) о грубой вертикальной неоднородности составов, которая отражается в общеизвестной схеме существенно ультраосновная верхняя мантия — существенно базитовый слой коры — существенно гранитоидный слой коры;

2) о проходящей вертикальной геохимической зональности, кото-

рая выводится из основных направлений магматической, метаморфической и осадочной дифференциаций силикатных масс в термобарическом и гравитационном полях верхней мантии и коры;

3) о неоднородности распределения базитовых составляющих в верхнемантийных породах, которая вытекает из данных о глубинных ксенолитах и представляется неизбежным результатом длительной магматической и метаморфической переработки масс, составляющих верхнюю мантию;

4) о возможности присутствия пород, богатых салическими составляющими, в верхах верхней мантии; эта возможность вытекает из появления салических лав в областях с океанической корой, из современных представлений о погружении сиалических масс в мантию в подвижных поясах и из данных о физико-химических равновесиях в силикатных системах, имитирующих условия верхней мантии.

Представляется, что глубинная область эффективной выплавки обычных базальтоидных, щелочносалических и кислых магм включает в себя три основные части (зоны), телескопированные друг с другом по вертикали:

1) зона («коронарная система») субстратов, богатых базальтоидными составляющими (эклогитовых, глиноземисто-пироксенитовых, габброидных) и в основном рассредоточенных среди собственно ультраосновных пород; располагается в верхах мантии и низах коры;

2) зона субстратов, не пересыщенных кремнеземом, но богатых другими салическими составляющими и рассредоточенных среди глубинных пород состава от ультраосновного до базальтоидного (самые верхи мантии и низы коры);

3) зона субстратов, богатых салическими составляющими и пересыщенных кремнеземом (кора и самые верхи верхней мантии); в нижней части зоны эти субстраты рассредоточены среди базальтоидных и ультраосновных пород.

Это распределение магмообразующих субстратов мыслится на фоне общего статистического возрастания снизу вверх содержаний воды, суммы щелочей, отношений $\Sigma Fe/Mg$ и $K/Na$.

Задаваясь обоснованными предположениями о разном подъеме фронтов магмообразования в провинциях разных тектонических типов, на основе этой модели распределения субстратов (при всей ее предварительности) удается в основном объяснить статистические различия составов между вулканическими ассоциациями этих провинций и объемные соотношения магм разного состава.

Предполагается также горизонтальная зональность в распределении магмообразующих субстратов, существование которой доказывается наблюдаемой крупноплощадной зональностью состава вулканических и вообще магматических ассоциаций в направлении от областей с примитивной корой к материковым массивам.

Д. Природа связей между базальтоидной, щелочносалической и кислой породными группами в вулканических ассоциациях. Принятие рабочей гипотезы об автономной природе кислой и щелочносалической породных групп в ассоциациях их с базальтоидами побуждает искать новые объяснения связей и элементов сходства между ассоциирующими салическими и базальтоидными породами.

Относительная редкость комплексов салических эффузивов без базальтоидов может иметь простое теплоэнергетическое объяснение: салические вулканические магмы в обычном случае образуются при максимальном подъеме фронта магмообразования, ниже которого в

том же вулканическом цикле образуются магмы базальтоидные. Обычная согласованность между уровнями общей щелочности и отношениями щелочей в салических и ассоциирующих с ними базальтоидных породах может быть объяснена высокоподвижным поведением и широким обменом щелочей между магмами разного состава в одной и той же зоне генерации и подъема магм, а также специфическим профилем щелочей, складывающимся унаследованно в конкретных региональных секторах разреза верхняя мантия — кора; прямые корреляции по щелочам вполне естественны с точки зрения «соочаговости», а не одноочаговости или прямой комагматичности салических и базальтоидных магм. «Налет базитовости», устанавливаемый в составах салических породных групп многих вулканических ассоциаций (по петрохимическим, геохимическим, изотопным данным), может отражать разную степень исторической (филогенетической) близости глубинных пород, дающих салические и базальтоидные магмы, и поэтому не может быть достаточным доказательством прямых фракционных отношений этих магм в одном вулканическом цикле.

**Абрамов В. В., Анфилогов В. Н., Коваленко В. И., Брандт С. Б., Афонина Г. Г., Писарская В. А., Николаева Д. Х.** Взаимодействие гранита с водными растворами $Na_2SiO_3$ при высоких температурах и давлениях.— В кн.: Труды VIII Совещ. по эксп. и техн. минералогии и петрографии. Т. 1. М., «Наука», 1971, с. 213—219.

**Абрамович И. И., Бобров В. А.** О химизме плагиогранитовых комплексов Восточной Монголии, Тувы и Центрального Казахстана.— «Зап. Всес. мин. об-ва», 1968, ч. XCVII, вып. 1, с. 35—40.

**Абрамович И. И., Высокоостровская Е. Б.** Титан в магматических формациях Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Химия земной коры. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 312—335.

**Адаменко О. М.** Сингенетичные рудопроявления железа в синийско-кембрийских вулканогенных толщах Алтая и Салаира.— В кн.: Геология и металлогения эффузивно-осадочных формаций. М., «Недра», 1964, с. 48—55.

**Алабин Л. В.** О структурно-фациальных зонах нижнего кембрия на северо-западе и севере Кузнецкого Алатау.— «Геол. и геофиз.», 1963, № 4, с. 132—134.

**Алексеев П. В., Горелов Г. Ф.** Геологические результаты работ за 1963 г.— «Вести. Зап.-Сиб. и Новосибирского геологических управлений», 1964, № 1, с. 31—38.

**Алексеев Ф. А., Кухаренко Н. К., Войтов Г. И., Галкин Ю. Д.** О первых результатах геофизических и геохимических исследований сверхглубоких скважин.— «Сов. геол.», 1971, № 1, с. 31—38.

**Алимова В. Д., Васильев Б. Д.** Новые данные по стратиграфии палеозоя северной части Кузнецкого Алатау.— «Изв. ТПИ», 1966, т. 151, с. 101—108.

**Анфилогов В. Н., Абрамов В. А., Коваленко В. И., Огородова В. Я.** Фазовые отношения в агпаитовой области системы $Na_2O$—$K_2O$—$Al_2O$—$SiO_2$—$H_2O$ при давлении 1000 кг/см$^2$.— «Докл. АН СССР», 1972, т. 204, № 4, с. 944—947.

**Аппен А. А.** Химия стекла. Л., «Химия», 1974, 351 с.

**Асташкин В. А.** Кембрийские отложения Салаира (стратиграфия, палеогеография и история геологического развития). Автореф. канд. дисс. Томск, 1968, 22 с.

**Афанасьев Г. Д.** Некоторые геологические и геофизические факты и их интерпретация в отношении состава и строения земной коры.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1967, № 5, с. 3—18.

**Афанасьев Г. Д.** О границе земной коры и верхней мантии.— В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. Междунар. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. М., «Наука», 1968, с. 14—24.

**Афанасьев Г. Д., Абдуллаев Р. Н., Азизбеков Ш. А., Борсук А. М., Воронина-Аникеева Н. Ф., Кашкай М. А., Керимов Г. И., Круть И. В., Кудрявцев В. Т., Лупанова Н. П., Плошко В. В., Руб М. Г.** Закономерности развития магматизма складчатых областей. М., «Наука», 1968, 387 с.

**Афонин А. И., Поспелов А. Г.** Новые данные по стратиграфии верхнего протерозоя в северной части Горного Алтая (Катунский горст).— В кн.: Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Вып. 3. Томск, 1968, с. 70—76.

**Бакуменко И. Т.** Исследование стекловатых и раскристаллизованных включений в магматических минералах.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 2. М., «Наука», 1970, с. 259—270.

**Бакуменко И. Т., Коляго С. С., Соболев В. С.** Проблема интерпретации термометрических исследований стекловатых включений в минералах и первые результаты проверки на искусственных включениях.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 175, № 5, с. 1127—1130.

**Бакуменко И. Т., Лапухов А. С., Шугурова Н. А.** Раскристаллизованные включения в кварце палеотипных горных пород.— «Докл. АН СССР», 1969, т. 185, № 5, с. 1136—1140.

**Бакуменко И. Т., Шугурова Н. А., Эрлих Э. Н., Попова Н. М.** Генезис кварца из пемз вулкана Хангар.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 191, № 3, с. 660—663.

**Балицкий В. С., Комова В. В.** О взаимодействии натриевых щелочных кремнеземсо-

держащих растворов с различными породами и минералами при высоких температурах и давлениях.— «Докл. АН СССР», 1968, т. 170, № 6, с. 1444—1447.
**Барт Т.** Теоретическая петрология. М., ИЛ, 1956, 414 с.
**Барт Т.** Идеи о взаимоотношении осадочных и изверженных пород.— «Геохимия», 1962, № 4, с. 296—299.
**Баскина В. А.** Вулканизм Исландии.— «Сов. геол.», 1971, № 1, с. 94—108.
**Бейли Д. К., Шерер Дж. Д.** Система $Na_2O$—$Al_2O_3$—$Fe_2O_3$—$SiO_2$ при давлении 1 атм и петрогенезис щелочных пород.— В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л., «Недра», 1970, с. 284—335.
**Белов Н. В.** Кристаллохимия силикатов с крупными катионами. М., Изд-во АН СССР, 1961, 68 с.
**Белостоцкий И. И., Зоненшайн Л. П., Красильников Б. Н., Кудрявцев Г. А., Моссаковский А. А., Пожарисский И. Ф., Херасков Н. Н.** Тектоническое районирование и закономерности формирования Алтае-Саянской складчатой области.— «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1959, т. XXXIV, вып. 6, с. 3—22.
**Белоусов А. Ф.** Своеобразный случай гравитационного разделения вещества в базальтовых лавах.— «Геол. и геофиз.», 1965, № 2, с. 153—154.
**Белоусов А. Ф.** О методике стратиграфического анализа опорных разрезов (в связи с некоторыми новыми работами по кембрию Западной Сибири).— «Геол. и геофиз.», 1966, № 7, с. 24—32.
**Белоусов А. Ф.** Неоднородность распределения составов в ассоциациях изверженных пород и представление о породных группах.— «Геол. и геофиз.», 1967а, № 5, с. 26—34.
**Белоусов А. Ф.** Крупноплощадная зональность состава вулканических серий докембрия и нижнего палеозоя в западной части Алтае-Саянской области.— «Докл. АН СССР», 1967б, т. 174, № 5, с. 1164—1166.
**Белоусов А. Ф.** Связь между тектоно-формационной зональностью и составом вулканизма (на примере Алтае-Саянской геосинклинальной области).— В кн.: Вулканизм и тектогенез. М., «Наука», 1968, с. 83.
**Белоусов А. Ф.** Петрохимические оценки и сравнения в зеленокаменных эффузивных ассоциациях. — В кн.: Вопросы петрохимии (тезисы). Л., 1969, с. 447—448.
**Белоусов А. Ф.** Об основном вопросе в проблеме происхождения магм базальтоидных ассоциаций.— «Геол. и геофиз.», 1970а, № 1, с. 69—75.
**Белоусов А. Ф.** О первичных особенностях химизма геосинклинальных базальтоидов.— «Докл. АН СССР», 1970б, т. 192, № 4, с. 888—891.
**Белоусов А. Ф.** О соотношении между составами базальтоидов в геосинклинальных и орогенных вулканических ассоциациях.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1971а, № 7, с. 28—38.
**Белоусов А. Ф.** Статистические особенности поведения калия в базальтоидах при зеленокаменном метаморфизме.— «Геохимия», 1971б, № 7, с. 830—836.
**Белоусов А. Ф.** Статистические особенности петрохимического состава вулканических ассоциаций подвижных областей.— Тезисы докл. Междунар. ассоциации вулканологии и химии недр Земли, XV Генеральная ассамблея Междунар. союза геодезии и геофизики. М., 1971в, с. 12.
**Белоусов 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.** Связь состава и массовости вулканизма с тектоническими факторами.— В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 262—278.
**Белоусов А. Ф.** Об основаниях петрохимической классификации эффузивных пород.— «Геол. и геофиз.», 1974, № 3, с. 20—26.
**Белоусов А. Ф., Велинский В. В., Кочкин Ю. Н.** Плагиоклазы в базальтоидных эффузивах верхнего протерозоя и кембрия на Алтае и Салаире.— «Геол. и геофиз.», 1965, № 3, с. 183—189.
**Белоусов А. Ф., Довгаль В. Н.** История развития субщелочного и щелочного магматизма Кузнецкого Алатау.— «Геол. и геофиз.», 1972, № 4, с. 22—27.
**Белоусов А. Ф., Изох Э. П., Кузнецов Ю. А., Поляков Г. В.** О карте магматических формаций СССР.— «Геол. и геофиз.», 1973б, № 5, с. 130—134.
**Белоусов А. Ф., Кочкин Ю. Н., Полякова З. Г.** Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Горного Алтая, Горной Шории и Салаирского кряжа. М., «Наука», 1969, 283 с.
**Белоусов А. Ф., Кутолин В. А., Фролова В. М.** Линейные корреляции породообразующих элементов в базальтах и вопросы их петрогенетического истолкования.— В кн.: Ассоциации вулканогенных пород и вулканические структуры. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 34—43.
**Белоусов А. Ф., Лаврентьев Ю. Г., Налетов Б. Ф., Полякова З. Г., Поспелова Л. Н.** Клинопироксены рифейско-нижнепалеозойских геосинклинальных базальтоидов Кузнецкого Алатау.— «Геол. и геофиз.» 1974, № 6, с. 70—76.
**Белоусов А. Ф., Лапин Б. Н., Поляков Г. В., Антонов П. С., Болтухин В. П., Зайков В. В., Ван А. В., Телешев А. Е., Турченко Г. П.** Вулканогенно-осадочные

комплексы докембрия и палеозоя Алтае-Саянской провинции.— В кн.: Тезисы докл. Всесоюз. семинара по вулканологии и осадочному литогенезу. Петрозаводск, 1972, с. 51—52.

**Белоусов А. Ф., Налетов Б. Ф., Полякова З. Г.** Статистическое сравнение химизма кислых вулканитов геосинклинальных, орогенных и платформенных областей и вопросы их петрогенезиса.— «Геол. и геофиз.», 1971, № 10, с. 3—12.

**Белоусов А. Ф., Налетов Б. Ф., Полякова З. Г.** Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Кузнецкого Алатау. Новосибирск, «Наука», 1974, 211 с.

**Белоусов А. Ф., Полякова З. Г.** Статистическое сравнение щелочносалических вулканитов разных тектонических провинций по породообразующим окислам.— «Геол. и геофиз.», 1971, № 8, с. 14—23.

**Белоусов А. Ф., Сенников В. М.** Кембрий Северо-Восточного Алтая.— Материалы по геологии Западной Сибири. Вып. 13. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 123—135.

**Белоусов В. В.** Основные вопросы геотектоники. Изд. 2-е. М., Госгеолтехиздат, 1962, 608 с.

**Белоусов В. В.** Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966, 123 с.

**Белоусов В. В.** Некоторые общие вопросы развития тектоносферы (коры и верхней мантии Земли).— В кн.: Кора и верхняя мантия. М., «Наука», 1968а, с. 5—13.

**Белоусов В. В.** Земная кора и верхняя мантия океанов. М., «Наука», 1968б, 255 с.

**Белоусов В. В.** Факторы магмаобразования и их связь с тектогенезом.— В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., «Наука», 1969, с. 5—19.

**Беляевский Н. А., Борисов А. А., Вольвовский И. С., Щукин Ю. С.** Строение земной коры территории СССР и омывающих морей по опорным сечениям.— «Геотектоника», 1970, № 2, с. 80—92.

**Беммелен Р. В. ван.** Геология Индонезии. М., ИЛ, 1957, 394 с.

**Бениофф Х.** Движения по крупнейшим разломам.— В кн.: Дрейф континентов. Горизонтальные движения земной коры. М., «Мир», 1966, с. 75—104.

**Бергер М. Г., Вассоевич Н. Б.** Некоторые вопросы геологической терминологии и номенклатуры.— «Сов. геол.», 1969, № 12, с. 85—90.

**Бернадская Л. Г.** Вулканические породы Днепровско-Донецкой впадины. Автореф. канд. дисс. Киев, 1961, 22 с.

**Билибин Ю. А.** Вопросы металлогенической эволюции геосинклинальных зон. «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1948, № 4, с. 51—66.

**Билибин Ю. А.** Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955, 87 с.

**Билибин Ю. А.** Общие вопросы металлогении золота. Избр. тр. Т. II. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 328—337.

**Богатиков О. А.** Петрология и металлогения габбро-сиенитовых комплексов Алтае-Саянской области. М., «Наука», 1966, 240 с.

**Богатиков О. А., Годлевский М. Н., Петров В. П.** Современные проблемы изучения базитового магматизма.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1970, № 1, с. 3—15.

**Богомолов Г. В., Плотникова Н. Н., Титова Е. А.** Кремнезем в термальных и холодных водах. М., «Наука», 1967, 112 с.

**Бойд Ф. Р., Ингленд Дж. Л.** Система энстатит — пироп.— В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968, с. 285—288.

**Бойд Ф. Р., Ингленд Дж. Л., Дэвис Б. Т. К.** Влияние давления на плавление и полиморфизм энстатита ($MgSiO_3$).— В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968, с. 307—317.

**Бойд Ф. Р., Мак Грегор И. Д.** Ультраосновные породы.— В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968, с. 278—282.

**Большев Л. Н., Смирнов Н. В.** Таблицы математической статистики. М., «Наука», 1965, 464 с.

**Бондаренко В. Н.** Статистические методы изучения вулканогенных комплексов. М., «Недра», 1967, 135 с.

**Бондаренко В. Н.** Некоторые статистические методы сравнительного петрохимического изучения магматических комплексов.— В кн.: Вопросы петрохимии (тезисы). Л., 1969, с. 100—101.

**Борисов В. А.** Возраст и биостратиграфическое расчленение енисейской серии Батеневского кряжа и хр. Азыртал.— В кн.: Новые данные по геологии юга Красноярского края. Красноярск, 1964, с. 50—59.

**Бородин Л. С., Нечаева И. А., Ганзеев А. А., Осокин Е. Д.** К проблеме формаций щелочных пород и их редкометального оруденения.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1970, № 3, с. 17—31.

**Боуэн Н. Л.** Эволюция изверженных пород. М.—Л., ОНТИ, 1933, 324 с.

**Боуэн Н. Л.** Гранитная проблема и метод многократных предубеждений. Сб. № 2. Проблема образования гранитов. М., ИЛ, 1950, с. 287—305.

**Боуэн Н., Таттл О.** Система $NaAlSi_3O_8$—$KAlSi_3O_8$—$H_2O$.— В кн.: Полевые шпаты. Сб. № 1. М., ИЛ, 1952, с. 134—164.

**Бровков Г. Н., Балицкий Д. К., Бучарская Г. С., Ярошевич В. М.** Литология и сингенетичная металлогения вулканно-осадочного комплекса верхнего докембрия и нижнего палеозоя Восточного Саяна и Кузнецкого Алатау. Красноярск, 1970, 143 с.

**Бровков Г. Н., Бучарская Г. С., Могилев А. Е., Забияка И. Д.** Литология среднепалео-

зойского вулканогенно-осадочного комплекса впадин востока Саяно-Алтайской области. М., «Наука», 1967, 222 с.

**Брянцев Б. А.** Плотность расплавов системы MgO—FeO—$SiO_2$ ($Al_2O_3$, CaO, $Na_2O$).— «Ж. прикл. хим.», 1968, т. 41, № 10, с. 2156—2159.

**Буданов В. И.** К вопросу о прохождении и дифференциации магм типа Великих Африканских разломов.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 194, № 4, с. 901—904.

**Булынников А. Я.** Золоторудные провинции Алтае-Саянской горной системы. Томск, 1948, 299 с.

**Бушляков И. Н.** Содержание титана в амфиболах и биотитах из гранитоидов как показатель условий их формирования.— «Докл. АН СССР», 1969, т. 186, № 4, с. 924—927.

**Бэрнем К. В.** Гидротермальные флюиды магматической стадии.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., «Мир», 1970, с. 40—73.

**Валяшко М. Г.** Генезис рассолов осадочной оболочки.— В кн.: Химия земной коры. Т. I. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 253—277.

**Валяшко М. Г., Агошков В. М.** Экспериментально установленные закономерности процесса зонной плавки в многокомпонентных системах и их геохимическое значение.— «Вестн. МГУ», 1970, № 4, с. 26—55.

**Васильев Б. Д.** Геология северо-восточной части Мариинской тайги и закономерности размещения золоторудных месторождений. Автореф. канд. дисс. Томск, 1965, 23 с.

**Васильев Б. Д.** Элементы структуры Натальевского золоторудного месторождения.— В кн.: Геология золоторудных месторождений Сибири. Новосибирск, «Наука», 1970, с. 105—112.

**Васильев Б. Д., Иванкин Г. А., Коптев И. И., Номоконов В. Е., Радугин К. В., Шипицын В. А.** К проблеме расчленения протерозоя и межконтинентальной корреляции докембрийских отложений по остаткам Newlandia.— В кн.: Геология докембрия. Л., «Наука», 1968, с. 106—110.

**Васильев Д. А.** Стратиграфия и тектоника докембрийских и кембрийских отложений Алтае-Саянской горной области. Томск, 1968, 447 с.

**Васильковский Н. П.** Особенности строения и геологической истории северо-азиатской ветви Тихоокеанского пояса.— В кн.: Геология зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану. М., «Наука», 1968, с. 30—43.

**Васюков В. И., Гончаренко А. И.** Ультраосновная комагматическая ассоциация северной части Валагинского хребта (Восточная Камчатка).— В кн.: Проблемы палеовулканологии Дальнего Востока (тезисы). Владивосток, 1970, с. 204—206.

**Велинский В. В.** Кембрийский вулканизм Западного Саяна. Новосибирск, «Наука», 1968, 154 с.

**Виар Ж.** Механизм действия воды в условиях повышенных температур и давления при образовании и превращении силикатов.— В кн.: Химия земной коры. Т. II. М., «Наука», 1964, с. 168—174.

**Виар Ж.** Диффузия и обмен химических элементов в полевых шпатах. М., «Наука», 1971, 19 с.

**Виар Ж., Сабатье Г.** Реакции щелочных полевых шпатов с гидротермальными кальциевыми растворами в интервале от 300 до 600°С.— В кн.: Проблемы геохимии. М., «Наука», 1965, с. 180—182.

**Винклер Г.** Генезис метаморфических пород. М., «Мир», 1969, 247 с.

**Винклер Х., Платен Х.** Экспериментальный метаморфизм и анатексис. Новосибирск, «Наука», 1968, 156 с.

**Винкман М. К., Асташкин В. А., Краевский Б. Г.** Схема расчленения докембрийских и кембрийских отложений Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Салаира и Горного Алтая.— В кн.: Материалы по стратиграфии Саяно-Алтайской складчатой области. Новосибирск, 1964, с. 34—49.

**Винкман М. К., Гинцингер А. Б.** К вопросу о корреляции кембрийских отложений западной части Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Материалы по региональной геологии Сибири. Вып. 24. Новосибирск, 1962, с. 38—78.

**Винкман М. К., Гинцингер А. Б., Асташкин В. А.** К стратиграфии рифейских отложений Катунского антиклинория в Горном Алтае.— В кн.: Материалы по стратиграфии и палеонтологии Сибири. Новосибирск, 1969, с. 5—10.

**Винкман М. К., Гинцингер А. Б., Дубинкин С. Ф., Звонарев И. Н., Краснов В. И., Сендерзон Э. М., Щеглов А. П.** О геологическом развитии Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Геологическое строение и полезные ископаемые Сибири. М., «Недра», 1970, с. 76—83.

**Виноградов А. П.** Химическая эволюция Земли. М., Изд-во АН СССР, 1959, 44 с.

**Виноградов А. П., Удинцев Г. Б., Дмитриев Л. В., Канаев В. Ф., Непрочнов Ю. П., Петрова Г. Н., Рыкунов Л. Н., Коган Л. И.** Строение рифтовой зоны Индийского океана и ее место в мировой системе рифтов.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1969, № 10, с. 3—27.

**Виноградов А. П., Ярошевский А. А., Ильин Н. П.** Физико-химическая модель разделения элементов в процессах дифференциации вещества мантии.— «Геохимия», 1970, № 4, с. 389—402.

**Винчелл А. Н., Винчелл Г.** Оптическая минералогия. М., ИЛ, 1953, 557 с.

**Вистелиус А. Б.** Проблемы математической геологии.— «Геол. и геофиз.», 1962, № 12; 1963а, № 7; 1963б; № 12.

**Вистелиус А. Б.** Математическая геология (состояние, перспективы).— В кн.: Математическая геология. Л., 1969, 246 с.

**Вистелиус А. Б., Аралина А. И., Бурьянова И. З., Гузиев И. С., Иванов Д. Н., Курода И., Нарыжный В. И., Романова М. А.** Основные закономерности распределения калия в послеюрских гранитоидах северо-востока Азии и примыкающей части Тихого океана.— «Докл. АН СССР», 1969, т. 184, № 2, с. 441—444.

**Власов Г. М.** О цикличности вулканических процессов.— В кн.: Вулканизм и геохимия его продуктов. М., «Наука», 1967, с. 27—41.

**Влодавец В. И., Флоренский К. П.** О процессе окисления шлаков и лав.— В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. М., «Наука», 1966, с. 90—97.

**Воларович М. П., Толстой Д. М., Корчемкин Л. И.** Исследование вязкости расплавленных лав с Алагеза.— «Докл. АН СССР», 1936, т. 1, № 8, с. 321—324.

**Воларович М. П.** Исследование вязкости расплавленных горных пород.— «Зап. Всесоюз. мин. об-ва», 1940, ч. 69, № 2, 3, с. 310—315.

**Воларович М. П., Леонтьева А. А., Корчемкин Л. И.** Исследование вязкости кристаллических эффузивных горных пород и сплавленных из них стекол в интервале размягчения.— «Зап. Всесоюз. мин. об-ва», 1940, ч. 69, вып. 1, с. 74—79.

**Волков В. В.** Основные закономерности геологического развития Горного Алтая в позднем докембрии и раннем палеозое. Новосибирск, «Наука», 1966, 162 с.

**Волков В. В., Лапин Б. Н., Безруков О. А., Исаков В. М., Коробейников В. П., Сарбаа Я. В., Чучко В. Н., Щеглов А. П.** Кембрийская тектоника и вулканизм Тувы. М., «Наука», 1970, 158 с.

**Воробьева О. А.** Проблема щелочного магматизма.— В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 76—83.

**Воробьева О. А.** Эволюция щелочного (интрузивного) магматизма в тектонических структурах земной коры.— В кн. Материалы IV Всесоюзного петрографического совещания (тезисы), Баку, *1969а*, с. *87—91*.

**Воробьева О. А.** Главные особенности размещения и формирования щелочных пород.— В кн.: Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии. Т. II. М., «Наука», *1969б*, с. 62—81.

**Воронин Ю. А., Еганов Э. А.** Вопросы теории формационного анализа. М., ВИНИТИ, 1968, 59 с.

**Галицын М. А.** О палеогидрогеологических условиях формирования состава подземных вод платформенных артезианских бассейнов.— В кн.: Вопросы геохимии подземных вод. М., ВСЕГИНГЕО, 1969, с. 66—82.

**Ганзеев А. А.** Геохимическая специализация и вопросы генезиса миаскитов Вишневых гор.— «Сов. геол.», 1969, № 1, с. 130—134.

**Гапеева Г. С.** Некоторые вопросы петрогенезиса и рудогенеза в свете данных по геохимии стабильных изотопов серы.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М., «Наука», 1969, с. 126—135.

**Генезис** минеральных и термальных вод. М., «Наука», 1968, 138 с.

**Геншафт Ю. С., Наседкин В. В., Рябинин Ю. Н., Петров В. П.** Поведение щелочного базальта при участии воды в условиях высоких давлений и температур.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1967, № 6, с. 18—35.

**Геншафт Ю. С., Наседкин В. В., Рябинин Ю. Н., Петров В. П.** Превращения меймечита при высоких давлениях и температурах.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1968, № 12, с. 31—41.

**Геншафт Ю. С., Наседкин В. В., Фарберов А. И., Рябинин Ю. Н.** Плавление ксенолитов пород ультраосновного состава при высоких давлениях.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 195, № 2, с. 441—443.

**Геншафт Ю. С., Салтыковский А. Я.** Экспериментальные исследования глубинного магмаобразования.— «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1971, № 4, с. 31—38.

**Геологические** формации. Л., «Наука», 1968, 156 с.

**Гинзберг А. С.** К вопросу об оценке сырья для каменнолитейной промышленности.— В кн.: Труды Петрограф. ин-та АН СССР, вып. 6, 1934, с. 415—424.

**Гинзберг А. С.** Экспериментальная петрография. Л., 1951, 270 с.

**Гинцингер А. Б.** Ордовик Алтая и Салаира (стратиграфия и история геологического развития).— Автореф канд. дисс. Томск, 1964, 23 с.

**Гинцингер А. Б., Винкман М. К., Асташкин В. А., Тараненко В. А., Краевский Б. Г., Поспелов А. Г.** Разрезы докембрия и нижнего палеозоя западной части Алтае-Саянской складчатой области. Красноярск, 1969, 217 с.

**Глюк Д. С., Анфилогов В. Н.** Фазовые равновесия в системе гранит — $H_2O$ — KF при давлении паров воды 1000 кг/см$^2$.— «Геохимия», 1973, № 10, с. 1556—1560.

**Гольдин С. В.** О проверке однородности совокупностей геологических объектов.— В кн.: Математические методы при геологических исследованиях в Западной Сибири. Тюмень, 1968, с. 108—126.

**Гольдшмидт В. М.** Сборник статей по геохимии редких элементов. М.—Л., 1938, 244 с.

**Горбачев Л. Г., Селиверстова М. И., Ашурков В. А.** Новые данные по геологии железорудных месторождений Кондомской группы в Горной Шории.— В кн.: Новые данные по геол. и полезн. ископ. Зап. Сибири. Вып. 6. Томск, 1970, с. 11—15.

**Горелов Г. Ф.** Стратиграфия докембрия и нижнего палеозоя северо-западной части Кузнецкого Алатау. Автореф. канд. дисс. Томск, 1967, 22 с.

**Горелов Г. Ф.** Отложения верхней части нижнего кембрия на севере Кузнецкого

Алатау — Труды СНИИГГиМСа. Вып. 84. Новосибирск, 1969, с. 53—56.
**Горшков Г. С.** О глубине магматического очага Ключевского вулкана.— «Докл. АН СССР», 1956, т. 106, № 4, с. 703—705.
**Горшков Г. С.** Четвертичный вулканизм и петрохимия современных лав Курильских островов.— В кн.: Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 334—340.
**Горшков Г. С.** Глобальные особенности петрохимии вулканических пород и основные структуры Земли.— В кн.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 5—16.
**Горшков Г. С.** Явления вулканизма и верхняя мантия.— В кн.: Химия земной коры. Т. II. М., «Наука», 1964, с. 41—54.
**Горшков Г. С.** Островные дуги и океанические хребты — вулканизм и геофизические поля.— В кн.: Вулканизм и геохимия его продуктов. М., «Наука», 1967а, с. 8—18.
**Горшков Г. С.** Вулканизм Курильской островной дуги. М., «Наука», 1967б, 288 с.
**Грин Д. Х., Ламберт И. Б.** Экспериментальная кристаллизация безводного гранита при высоких давлениях и температурах.— В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород, по данным экспериментальных исследований. Л., «Недра», 1970, с. 92—105.
**Грин Д. Х., Рингвуд А. Э.** Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и применение результатов этого изучения в петрологии.— В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968а, с. 9—77.
**Грин Д. Х., Рингвуд А. Э.** Происхождение базальтовых магм.— В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968б, с. 132—227.
**Грин Т. Х.** Экспериментальное исследование генезиса анортозитов при высоких давлениях.— В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968, с. 228—255.
**Грин Т. Х.** Экспериментальное исследование ассоциаций субсолидуса, образующихся при высоких давлениях за счет высокоглиноземистых базальтов, кианитовых эклогитов и гроспидитов.— В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород, по данным экспериментальных исследований. Л., «Недра», 1970, с. 21—52.
**Грин Т. Х., Рингвуд А. Э.** Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда.— В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968, с. 118—131.
**Грин Т. Х., Рингвуд А. Э.** Кристаллизация базальтов и андезитов в водных условиях при высоком давлении.— В кн.: Происхождение главных серий изверженных горных пород, по данным экспериментальных исследований. М., «Недра», 1970, с. 240—249.
**Груза В. В.** Линейные парагенезисы главных породообразующих элементов девонских кислых эффузивов Алтае-Саянской складчатой области и опыт их генетической интерпретации.— «Сов. геол.», 1964, № 12, с. 27—38.
**Груза В. В.** О геохимии щелочей в кислых магматических породах центральной части Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: «Докл. АН СССР», 1965, т. 162, № 5, с. 1152—1155.
**Груза В. В.** О процессах магматической дифференциации в связи с особенностями парагенезисов петрогенных элементов в природных стеклах.— В кн.: Вопросы математической геологии. М., «Наука», 1968, с. 143—148.
**Гутенберг Б.** Физика земных пород. М., ИЛ, 1963, 263 с.
**Давиденко И. В., Палкин В. И.** О возможности определения условий давления при магмообразовании по химическому составу изверженных горных пород.— В кн.: Применение математических методов в геологических исследованиях Кольского полуострова. Апатиты, 1969, с. 119—135.
**Даценко В. М., Корпев Т. Я.** Размещение эффузивов спилито-кератофировой группы формаций и некоторые вопросы тектоники Енисейского кряжа.— «Сов. геол.», 1969, № 7, с. 119—121.
**Дербиков И. В., Руткевич И. С.** Железорудные месторождения Горной Шории в свете вулканогенно-осадочной теории рудообразования. Новосибирск, «Наука», 1971, 91 с.
**Дергунов А. Б.** Структура зоны сочленения Горного Алтая и Западного Саяна. М., «Наука», 1967, 215 с.
**Дерпгольц Н. Ф.** Основной планетарный источник природных вод Земли.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1962, № 11, с. 18—31.
**Дзоценидзе Г. С.** О некоторых общих особенностях мезокайнозойского магматизма Карпат, Балкан, Крыма и Кавказа.— В кн.: Проблемы металлогении и магматизма Кавказа. М., «Наука», 1970, с. 24—26.
**Диагенез** и катагенез осадочных образований. М., «Мир», 1971, 464 с.
**Добрецов Г. Л., Добрецова Т. Г.** Глубинные включения в камптонитах Южной Джунгарии и их генетическое значение.— В кн.: Ксенолиты и гомеогенные включения. М., «Наука», 1969, с. 40—50.
**Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. Н., Кривенко А. П., Кутолин В. А.** Породообразующие пироксены. М., «Наука», 1971, 454 с.
**Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С., Соболев Н. В., Ушакова Е. Н., Хлестов В. В.** Фации регионального метаморфизма СССР. Новосибирск, «Наука», 1966, 53 с.
**Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С., Соболев Н. В., Хлестов В. В.** Фации метаморфизма. Т. 1. М., «Недра», 1970, 432 с.

**Драгунов В. И.** Основные понятия учения о геологических формациях.— В кн.: Геологические формации. Л., 1968а, с. 21—27.
**Драгунов В. И.** Статистические аспекты геотектонического районирования.— В кн.: Принципы и методы тектонического районирования. Тектоническая терминология. Новосибирск, 1968б, с. 15—17.
**Дэвис Б. Т. К., Шерер Дж. Ф.** Плавление в сечении диопсид-форстерит-пироп при 40 кбар и 1 атм.— В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968, с. 322—325.
**Дэли Р.** Изверженные породы и глубины Земли. М.—Л., ОНТИ, 1936, 572 с.
**Ежов Ю. А., Вдовин Ю. П.** К вопросу о вертикальной гидродинамической зональности земной коры.— «Сов. геол.», 1970, № 8, с. 66—74.
**Елисеев Н. А.** Метаморфизм. Л., 1959, 415 с.
**Елисеев Э. Н.** Вариационный физико-химический анализ процессов кристаллизации многокомпонентных систем. Л., «Наука», 1971, 128 с.
**Есиков Н. П., Ладынин А. В., Боровских Н. П., Уманцева О. Д.** Строение земной коры Кузнецкой впадины, Кузнецкого Алатау, Горного Алтая и Горной Шории.— В кн.: Земная кора складчатых областей юга Сибири. Новосибирск, «Наука», 1970, с. 89—101.
**Есин О. А.** О строении расплавленных силикатов.— «Усп. хим.», 1957, т. 26, вып. 12, с. 1374—1387.
**Жарков В. Н.** О слое пониженных скоростей, адиабатическом градиенте температур в оболочке Земли.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1964, № 9, с. 1281—1291.
**Заварицкий А. Н.** Введение в петрохимию изверженных горных пород. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1950, 400 с.
**Заварицкий А. Н., Соболев В. С.** Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1961, 383 с.
**Заридзе Г. М.** О геосинклинальных тектоно-магматических циклах развития Большого Кавказа и Горного Крыма.— «Изв. вузов. Геол. и разв.», 1968а, № 4, с. 12—20.
**Заридзе Г. М.** О геосинклинальном тектоно-магматическом цикле развития Малого Кавказа в альпийскую эпоху.— «Изв. вузов. Геол. и разв.», 1968б, № 6, с. 3—10.
**Захарченко А. И.** Минералообразующие растворы и генезис кварцевых жил. М., Госгеолтехиздат, 1955, 106 с.
**Зеленов К. К.** Вынос растворенного алюминия термальными водами Курильской гряды и некоторые вопросы образования геосинклинальных месторождений бокситов.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1960, № 3, с. 57—71.
**Зеленов К. К.** Геохимия алюминия и титана в областях вулканической деятельности островных дуг.— «Сов. геол.», 1963, № 3, с. 61—81.
**Зеленов К. К.** Подводный вулканизм и его геологическое значение.— В кн.: Труды Ин-та вулканологии СО АН СССР. Вып. 24. Новосибирск, 1967, с. 19—26.
**Зеркалов В. И.** Вмещающие породы колчеданных месторождений Северо-Восточного Салаира и их роль в распределении оруденения.— «Вест. Зап.-Сиб. и Новосиб. геол. управлений», 1960, вып. 3, с. 28—35.
**Золотарев Б. П., Соболев С. Ф.** Продольная петрохимическая зональность базальт-андезитовых серий островных дуг и ее связь со строением коры и мантии.— «Докл. АН СССР», 1971, т. 197, № 5, с. 1171—1174.
**Зыбин В. А.** Строение зоны Курайского разлома в юго-восточной части Горного Алтая.— «Изв. Алтайского отд. географ. об-ва СССР», 1969, вып. 9, с. 79—86.
**Иванкин Г. А., Коптев И. И., Номоконов В. Е., Соболев С. И., Шипицын В. А.** Новые данные по стратиграфии кембрия и докембрия восточного склона Кузнецкого Алатау.— В кн.: Материалы по геол. и полезн. ископ. Зап. Сибири. Томск, 1964, с. 39—47.
**Иванкин Г. А., Коптев И. И., Шипицын В. А.** О докембрийском (предтаржульском) перерыве в осадконакоплении и связанной с ним коре выветривания в Кузнецком Алатау.— «Изв. ТПИ», 1970, т. 218, с. 22—26.
**Иванов В. М., Волохов И. М., Полякова З. Г., Оболенская Р. В.** Основные черты химизма пород габбро-пироксенит-дунитовой формации. Новосибирск, «Наука», 1972, 80 с.
**Иванов Д. Н.** Линейные парагенезисы главных породообразующих элементов гранитов Центрального Казахстана.— «Докл. АН СССР», 1963, т. 150, № 2, с. 392—395.
**Иванов И. П.** О природе альбитизирующих растворов.— В кн.: Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 92—103.
**Иванов С. Н.** О происхождении кварцевых альбитофиров спилито-диабазовой (спилито-кератофировой) формации Урала.— В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Т. II. Свердловск, 1963, с. 79—82.
**Иванов С. Н., Нечеухин В. М.** О времени зеленокаменных изменений и происхождений натриевых и существенно калиевых магматических серий в геосинклинальных образованиях Урала.— «Докл. АН СССР», 1964, т. 157, № 3, с. 593—596.
**Иванов С. Н., Нечеухин В. М.** Особенности формирования и металлогении главных магматических формаций эвгеосинклиналей.— В кн.: Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов. Владивосток, 1968, с. 108, 109.
**Иванова Т. Н.** Закономерности развития раннепалеозойского магматизма в различных структурах Тувы. М., Госгеолтехиздат, 1963, 167 с.

**Ивонин И. П.** Стратиграфия и магматизм докембрия осевой части Кузнецкого Алатау. Автореф. канд. дисс. Томск, 1971, 26 с.
**Ившин Н. К.** Новая биостратиграфическая шкала верхнего кембрия Алтае-Саянской геосинклинальной области.— В кн.: Труды Ин-та геол. наук АН КазССР. Вып. 3. Алма-Ата, 1960, с. 3—62.
**Изох Э. П.** О классификации габбро-гранитных серий в металлогенических целях.— В кн.: Материалы IV Всесоюз. петрограф. совещ. (тезисы). Баку, 1969, с. 325—327.
**Изох Э. П., Русс В. В., Кунаев И. В., Наговская Г. И.** Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. «Наука», 1967, 384 с.
**Йодер Г. С., Тилли Т. Э.** Происхождение базальтовых магм. (Результаты экспериментального изучения природных образований и синтетических систем). М., «Мир», 1965, 248 с.
**Кадик А. А.** Оценка возможной роли гравитации при дифференциации магм в гомогенном состоянии.— В кн.: Химия земной коры. Т. I. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 20—29.
**Кадик А. А., Лебедев Е. Б., Хитаров Н. И.** Вода в магматических расплавах. М., «Наука», 1971, 267 с.
**Кадик А. А., Луканин О. А., Лебедев Е. Б., Коровушкина Э. Е.** Совместная растворимость воды и углекислоты в расплавах гранитного и базальтового состава при высоких давлениях.— «Геохимия», 1972, № 12, с. 1549—1560.
**Кадик А. А., Хитаров Н. И.** Термодинамические условия плавления силикатов при высоких давлениях воды.— «Геохимия», 1969, № 5, с. 523—535.
**Кадик А. А., Хитаров Н. И., Лебедев Е. Б.** Растворимость воды в расплаве системы диопсид — форстерит — анортит при 1400°С и высоких давлениях.— «Геохимия», 1968, № 5, с. 625—626.
**Казаков П. Е.** Ультраосновные и основные магматические формации Салаира и северной части Горного Алтая.— В кн.: Магматизм и металлогения Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 33—36.
**Казанский Ю. П., Катаева В. Н., Шугурова Н. А.** Опыт изучения состава газовой и жидкой фаз включений как реликтов древних атмосфер и гидросфер.— «Геол. и геофиз.», 1969, № 11, с. 39—43.
**Калугина Т. С., Калугин А. С.** К методике количественных исследований вулканических формаций.— В кн.: Вулканические и вулкано-плутонические формации. Т. 2. М., «Наука», 1966, с. 159—171.
**Калюжный В. А.** Оптические и термометрические исследования включений стекла в фенокристаллах гиалодацитов Закарпатья.— «Докл. АН СССР», 1965, т. 160, № 2, с. 438—441.
**Капченко Л. Н.** О природе хлоридных глубинных рассолов.— «Сов. геол.», 1962, № 3, с. 96—107.
**Каретин Ю. С.** Среднепалеозойский вулканизм западного крыла Тагильского синклинория на севере Среднего и Северном Урале. Автореф. канд. дисс. Свердловск, 1973, 33 с.
**Карта** магматических формаций СССР м-ба 1 : 2 500 000. Краткая объяснит. зап. Л., 1971, 88 с.
**Карпов Г. А.** Изменение эффузивных пород при эксперименте в геотермальных скважинах.— В кн.: Молодые гидротермально измененные породы и минералы Камчатки и Курильских островов. М., «Наука», 1969, с. 126—137.
**Карцев А. А., Вагин С. Б., Басков Е. А.** Палеогидрогеология. М., «Недра», 1969, 151 с.
**Кеннеди Дж.** О роли воды в магме.— В кн.: Земная кора. М., ИЛ, 1957, с. 505—519.
**Кепежинскас В. В.** Химизм четвертичных базальтов Курило-Камчатской вулканической провинции.— «Докл. АН СССР», т. 190, 1970, № 6, с. 1422—1425.
**Кепежинскас К. Б.** Статистический анализ хлоритов и их парагенетические типы. М., «Наука», 1965, 135 с.
**Киссин И. Г., Пахомов С. И.** Об основных направлениях метаморфизации подземных вод под влиянием высоких температур (по экспериментальным данным).— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1970, № 12, с. 74—89.
**Кларк С. П.** Вязкость. Справочник физических констант горных пород. М., «Мир», 1969, с. 273—282.
**Когарко Л. Н., Рябчиков И. Д.** Особенности дифференциации богатых летучими щелочных магм.— «Геохимия», 1969, № 12, с. 1439—1450.
**Корель В. Г., Перфильева Н. В.** О положении магнетитовых месторождений Кондомского района в комагматичном ряду субщелочных пород.— В кн.: Вулкано-плутонический магматизм и железооруденение. Новосибирск, «Наука», 1970, с. 98—104.
**Коржинский Д. С.** Принцип подвижности щелочей при магматических явлениях.—В кн.: Академику Д. С. Белянкину к 70-летию со дня рождения. М., Изд-во АН СССР, 1946, с. 242—264.
**Коржинский Д. С.** Гранитизация как магматическое замещение.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1952, № 2, с. 56—69
**Коржинский Д. С.** Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 332—452.

**Коржинский Д. С.** Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957, 184 с.

**Коржинский Д. С.** Проблемы петрографии магматических пород, связанные с сквозьмагматическими растворами и гранитизацией.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 220—234.

**Коржинский Д. С.** Кислотность — щелочность как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов.— В кн.: Вопросы магматизма и металлогении СССР. Ташкент, 1958, с. 22—35.

**Коржинский Д. С.** Кислотно-основное взаимодействие компонентов в силикатных расплавах и направление котектических линий.— «Докл. АН СССР», 1959, т. 128, № 2, с. 383—386.

**Коржинский Д. С.** Особенности послемагматических явлений в вулканических формациях в зависимости от глубинности.— «Докл. АН СССР», 1960а, т. 133, № 5, с. 1194—1200.

**Коржинский Д. С.** Кислотность — щелочность при магматических процессах.— В кн.: Гранито-гнейсы. Киев, 1960б, с. 7—17.

**Коржинский Д. С.** Минеральные парагенезисы системы $MgO—SiO_2—H_2O—CO_2$ и режим воды и углекислоты при метаморфизме.— «Мин. сб. Львовского геол. об-ва», Львов, 1960в, № 14, с. 34—49.

**Коржинский Д. С.** Проблемы физико-химической теории петрологических процессов.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1962, № 1, с. 10—25.

**Коржинский Д. С.** Режим кислотности и щелочнометальности трансмагматических растворов.— В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. Л., «Наука», 1967, с. 163—169.

**Коржинский Д. С.** Трансмагматические потоки растворов подкорового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме.— В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М., «Наука», 1968, с. 75—81.

**Коржинский Д. С.** Теория метасоматической зональности. М., «Наука», 1969, 111 с.

**Корнев Т. Я.** Стратиграфическое положение, формационная принадлежность и состав вулканогенных толщ рифея Енисейского кряжа. Новосибирск, с. 15—25. (Тр. СНИИГГиМСа, вып. 40), 1968.

**Корсаков В. С., Мушкин И. В.** Оливин-базальтовая ассоциация вулканогенных пород Зирубулак-Зиаэтдинских гор (Южный Тянь-Шань).— «Докл. АН СССР», 1971, т. 197, № 5, с. 1137—1139.

**Коссовская А. Г., Шутов В. Д.** Фации регионального эпигенеза и метагенеза.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1963, № 7, с. 3—18.

**Коссовская А. Г., Шутов В. Д.** Проблема эпигенеза.— В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М., «Наука», 1971.

**Костюк Е. А.** Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород. М., «Наука», 1970, 312 с.

**Котина Р. П., Ярошевский А. А.** О возможности десиликации в палингенно-метасоматическом процессе формирования щелочных комплексов гранитоидной формации.— «Геохимия», 1970, № 2, с. 199—210.

**Котина Р. П., Кремнева М. А., Попова Р. П.** Некоторые особенности процесса метасоматической сиенитизации и образование щелочных расплавов на примере Катунского массива (Восточная Тува).— «Геохимия», 1971, № 8, с. 980—992.

**Кравченко С. М.** К геохимии дифференцированного тешенитового силла Каменка (Сахалин).— «Докл. АН СССР», 1968, т. 180, № 2, с. 462—465.

**Краевский Б. Г.** Нижний кембрий северо-восточной части Горного Алтая. Автореф. канд. дисс. Томск, 1970, 21 с.

**Красильников Б. Н.** Доорогенное развитие структуры Саяно-Алтайской области и сопровождающие его глубинные процессы. М., «Наука», 1966, 248 с

**Красный Л. И.** Подвижные области и вопросы их номенклатуры.— «Сов. геол.», 1961, № 10, с. 118—136.

**Краускопф К. Б.** Геохимия кремнезема в среде осадкообразования.— В кн.: Геохимия литогенеза. М., ИЛ, 1963, с. 210—233.

**Кривенко А. П.** Особенности строения и некоторые вопросы генезиса габбро-сиенитового плутона Большой Таскыл в Кузнецком Алатау.— В кн.: Магматические формации Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1971, с. 3—20.

**Кривчиков А. В.** Эндогенная минерализация Бийского горста и ее связь с салаирским магматизмом.— В кн.: Проблемы геологии и полезных ископаемых Кузбасса и Алтая. Новокузнецк, 1970, с. 79—83.

**Кузнецов В. А.** Геологическое строение и полезные ископаемые Тайдоно-Терсинского района Западного склона Кузнецкого Алатау.— В кн.: Материалы по геол. Зап. Сибири, № 10 (52). Новосибирск, 1940, с. 3—102.

**Кузнецов В. А.** Основные этапы геотектонического развития юга Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Тр. Горно-геол. ин-та ЗСФАН СССР. Вып. 12. Новосибирск, 1952, с. 9—41.

**Кузнецов В. А.** Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая.— В кн.: Труды ИГиГ СО АН СССР. Вып. 13. Новосибирск, 1963, с. 5—68.

**Кузнецов Ю. А.** Железооруденение и генетические типы сиенитов.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1955, № 2, с. 35—43.

**Кузнецов Ю. А.** О типах ассоциаций магматических пород с участием гранитов и проблема происхождения гранитных магм.— В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 60—68.

**Кузнецов Ю. А.** Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964, 387 с.

**Кузнецов Ю. А.** Основные типы магмоконтролирующих структур и магматические формации.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 9, с. 3—24.

**Кузнецов Ю. А., Белоусов А. Ф., Богнибов В. В., Волохов И. М.** и др. Магматические формации каледонид Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Магматизм и металлогения Алтае-Саянской складчатой области (тезисы). Новосибирск, 1971, с. 5—11.

**Кузнецов Ю. А., Богнибов В. И., Дистанова А. Н., Сергеева Е. С.** Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау. М., «Наука», 1971, 352 с.

**Кузнецов Ю. А., Изох Э. П.** Геологические свидетельства интраталлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магмообразования.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. I. М., «Наука», 1969, с. 7—20.

**Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л.** Гранитоидный магматизм и тектоника.— «Геол. и геофиз.», 1967, № 10, с. 108—121.

**Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л.** Общие структурные закономерности проявления гранитоидного магматизма.— В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., «Наука», 1969, с. 65—78.

**Куликов В. С.** Базальтовый комплекс Ветреного пояса и некоторые причины разнообразия среднепротерозойского вулканизма юго-восточной части Балтийского щита.— В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., «Наука», 1971, с. 196—202.

**Куно Х.** Серии изверженных горных пород.— В кн.: Химия земной коры. Т. II. М., Изд-во АН СССР, 1964, с. 107—121.

**Курепин В. А.** Псевдолейцитовые породы горы Сокол в Горной Шории.— «Геол. и геофиз.», 1965, № 2, с. 21—31.

**Кусиро И.** Плавление в системах форстерит — $CaAl_2SiO_4$ — кремнезем и форстерит — нефелин — кремнезем при высоких давлениях.— В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мира», 1968, с. 300—306.

**Кутолин В. А.** Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, «Наука», 1972, с. 208.

**Лапухов А. С.** Структура и генезис Салаирского рудного поля. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1965, 27 с.

**Лебедев Е. Б., Хитаров Н. И.** Начало плавления гранита и электропроводность его расплава в зависимости от высокого давления паров воды.— «Геохимия», 1964, № 3, с. 195—201.

**Левинсон-Лессинг Ф. Ю.** О пределах и подразделениях семейства андезитов.— «Изв. Геол. комитета», 1924, т. 43, № 6, с. 723—734.

**Левинсон-Лессинг Ф. Ю.** О разграничении базальтов и андезитов.— «Изв. Геол. комитета», 1925, т. 44, № 4, с. 413—422.

**Левинсон-Лессинг Ф. Ю.** О разграничении липаритов и дацитов.— «Докл. АН СССР. Сер. А», 1930, № 8, с. 179—184.

**Левинсон-Лессинг Ф. Ю.** Статистическая характеристика химизма трахитов.— «Изв. АН СССР», 1933, № 1, с. 101—110.

**Левинсон-Лессинг Ф. Ю.** Проблема генезиса магматических пород и пути к ее разрешению. Л., Изд-во АН СССР, 1934, 58 с.

**Левинсон-Лессинг Ф. Ю.** Об основных проблемах петрогенезиса. Избр. тр. Т. I. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1949а, с. 313—331.

**Левинсон-Лессинг Ф. Ю.** К вопросу о генезисе изверженных пород. Избр. тр. Т. I. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1949б, с. 409—415.

**Леднева В. П., Лурье М. Л.** Вулканогенные породы позднепалеозойско-раннемезозойской трапповой формации Сибирской платформы и условиях их образования.— В кн.: Проблемы палеовулканизма Средней Сибири (тезисы). Красноярск, 1970, с. 90—92.

**Леонова Л. Л., Удальцова Н. И.** U, Th, Li, Rb, Cs в вулканических породах Курильских островов и Камчатки.— «Геохимия», 1970, № 11, с. 1329—1334.

**Ли У. К., Кларк С. П., мл.** Тепловой поток и вулканические температуры. Справочник физических констант горных пород. М., «Мир», 1969, с. 447—474.

**Лисицына Г. А., Хорошилов Л. Е.** О времени и условиях образования кератофиров и спилитов в ордовикских отложениях Северного Казахстана.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1965, № 1, с. 67—79.

**Лодочников В. Н.** Серпентины и серпентиниты ильчирские и другие петрологические вопросы, с ними связанные. М.— Л., 1936, 818 с.

**Ломизе М. Г.** Дифференциация расплава или разные магматические очаги?— «Сов. геол.», 1967, № 3, с. 83—97.

**Лордкипанидзе М. Б.** Палеогеновый вулканизм Аджарии. Автореф. канд. дисс. Тбилиси, 1971, 29 с.

**Лузгин Б. Н.** Геологическое строение и генезис Синюхинского золоторудного скарнового поля в Горном Алтае. Автореф. канд. дисс. Томск, 1970, 22 с.

**Лучицкий И. В.** Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М., Изд-во АН СССР, 1960, 276 с.

**Лучицкий И. В., Анатольева А. И., Балицкий Д. К., Кепежинскас В. В., Крыленко Л. И., Пилипенко В. Н., Сакович Т. Н.** Сравнительная палеовулканология среднего и верхнего палеозоя юга Сибири и Восточного Казахстана. Новосибирск, «Наука», 1966, 291 с.

**Лучицкий И. В.** Основы палеовулканологии. Т. 1, 2. М., «Наука», 1971, 480 и 384 с.

**Ляхович В. В.** Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. М., «Наука», 1967, 448 с.

**Маврицкий Б. Ф.** Термальные воды складчатых и платформенных областей СССР. М., «Наука», 1971, 242 с.

**Магматизм,** метаморфизм, металлогения Урала. Т. 2. Вулканогенные формации. Свердловск, 1963, 363 с.

**Магницкий В. А.** Внутреннее строение и физика Земли. М., «Недра», 1965, 379 с.

**Магницкий В. А.** Слой низких скоростей верхней мантии Земли. Чтения им. В. И. Вернадского. М., «Наука», 1968, 29 с.

**Мак-Грегер И. Д., Рингвуд А. Э.** Природная система энстатит-пироп.— В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968, с. 289—291.

**Малинин С. Д., Кануков А. Б.** Растворимость кальцита в гомогенных системах состава $H_2O$—NaCl—$CO_2$ при температурах 200—600°С.— «Геохимия», 1971, № 9, с. 1067—1079.

**Маракушев А. А.** Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М., «Наука», 1968, 200 с.

**Маракушев А. А.** Метаморфические фации глубинных зон и проблема миграции щелочей в земной коре.— В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, «Наукова думка», 1971, с. 207—218.

**Марков В. К., Петров В. П., Делицын И. С., Рябинин Ю. Н.** Превращения флогопита при высоких давлениях и температурах.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1966, № 6, с. 10—20.

**Марков В. К., Петров В. П., Делицын И. С., Рябинин Ю. Н.** Превращения биотита и лепидомелана при высоких давлениях и температурах.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1968, № 2, с. 41—51.

**Марковский Б. А., Розинова Е. Л.** Опыт применения термографии при изучении раннегеосинклинальных вулканитов Камчатки.— «Сов. геол.», 1971, № 3, с. 127—129.

**Марковский Б. А., Ротман В. К.** О геосинклинальных меймечитах Камчатки.— «Докл. АН СССР», 1971, т. 196, № 3, с. 675—678.

**Масайтис В. Л.** Допермские базиты Сибирской платформы. Автореф. докт. дисс. Л., 1970а, 41 с.

**Масайтис В. Л.** Состав толеитовых базальтов платформ и геологическое время.— «Зап. Всесоюз. мин. об-ва», 1970б, ч. XCIX, вып. 2, с. 192—199.

**Масуренков Ю. П., Колосков А. В., Ермаков В. А.** *Меланократовые включения в современных вулканитах Камчатки и геохимическая неоднородность областей генерации расплавов.*— В кн.: Ксенолиты и гомеогенные включения. М., «Наука», 1969, с. 5—19.

**Матвеев В. И.** Об анхиэвтектичности магматических пород.— В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Т. 1. Свердловск, 1963, с. 231—233.

**Материалы** Новосибирской конференции по учению о геологических формациях. Т. 1. Новосибирск, 1955, 222 с.

**Матерон Ж.** Основы прикладной геостатистики. М., «Мир», 1968, 408 с.

**Махнач А. С., Веретенников Н. В.** Вулканогенная формация верхнего протерозоя (венда) Белоруссии. Минск, «Наука и техника», 1970, 234 с.

**Мелентьев Б. Н., Делицын Л. М.** Проблема ликвации в магме. «Докл. АН СССР», 1969, т. 186, № 1, с. 191—193.

**Мелентьев Г. Б., Делицын Л. М., Мелентьев Б. Н.** Ликвация и ее значение в петрологии.— В кн.: Редкометальные граниты и проблемы магматической дифференциации. М., «Недра», 1972, с. 253—284.

**Менард Г. У.** Геология дна Тихого океана. М., «Мир», 1966, 273 с.

**Менерт К.** Новое о проблеме гранитов. М., ИЛ, 1963, 153 с.

**Менерт К.** Мигматиты и образование гранитов. М., «Мир», 1971, 328 с.

**Мертвецов П. Е., Мухин А. С.** Структуры скарново-магнетитовых месторождений Горной Шории.— В кн.: Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Вып. 3. Томск, 1969, с. 7—17.

**Милановский Е. Е., Короновский Н. В.** Игнимбрито-туфолавовая формация в структуре Альпийского пояса Юго-Западной Евразии. Вып. 2. Алма-Ата, 1963, с. 38—53.

**Милановский Е. Е., Короновский Н. В.** Роль туфолавово-игнимбритовых комплексов в структуре и тектоническом развитии земной коры.— В кн.: Вулканические и вулкано-плутонические формации. М., «Наука», 1966, с. 266—282.

**Милашев В. А.** Физико-химические условия образования кимберлитов. Л., «Недра», 1972, 176 с.

**Миллер Р. Л., Кан Дж. С.** Статистический анализ в геологических науках. М., «Мир», 1965, 482 с.

**Милло Ж.** Геология глин (выветривание, седиментология, геохимия). Л., «Недра», 1968, 359 с.

**Милюков Е. М.** К вопросу о несмешиваемости в магмах и в искусственных силикатных *расплавах и стеклах.*— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1970, № 6, с. 126—131.
**Минералогия** гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов. М., «Наука», 1970, 198 с.
**Михеенко В. И.** Механизм образования кимберлитовых трубок.— «Докл. АН СССР», 1972, т. 205, № 2, с. 428—430.
***Могаровский В. В., Мельниченко А. К.*** *Распределение петрогенных и редких элементов* в вертикальном разрезе роговообманково-биотитовых гранитов-гранодиоритов и биотитовых гранитов Гиссарского плутона.— «Докл. АН ТаджССР», 1969, т. XII, № 8, с. 41—46.
**Москалева В. Н., Харкевич Д. С., Шаталов Е. Т.** Закономерности проявления магматических *формаций на территории СССР.*— В кн.: *Материалы IV Всесоюз.* петрограф. совещ. (тезисы). Баку, 1969, с. 16—20.
**Моссаковский А. А.** Девонские вулканогенные формации ранних каледонид (салаирид) Саяно-Алтайской области и *проблема связи вулканизма с тектоникой.*— В кн.: Палеовулканология и проблема вулканогенных формаций. Алма-Ата, 1963а, с. 22—37.
**Моссаковский А. А.** Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. М., Госгеолтехиздат, 1963б, 216 с.
**Мурдмаа И. О., Прокопцев Н. Г.** О *находке спилита в рифтовой зоне* Аравийско-Индийского подводного хребта.— «Докл. АН СССР», 1968, т. 181, № 2, с. 458—461.
**Мусатов Д. И.** Основные этапы тектонического развития Енисейско-Алтае-Саянского складчатого пояса.— В кн.: Складчатые области Евразии. М., «Наука», 1964, с. 197—208.
**Мусатов Д. И., Межеловский Н. В.** *О сопоставлении докембрийских разрезов* Алтае-Саяно-Енисейской складчатой области.— В кн.: Стратиграфия, литология и вопросы металлогении палеозоя и позднего докембрия востока Алтае-Саянской области. Красноярск, 1968, с. 49—59.
**Мусатов Д. И., Тарков А. П.** Тектоническое строение центральной части Саяно-Алтайской *складчатой области.*— В кн.: *Материалы по геол. полезн. ископ. Красноярского* края. Вып. 2. Красноярск, 1961, с. 169—187.
**Набоко С. И.** Вулканические эксгаляции и продукты их реакций. М., Изд-во АН СССР, 1959, 303 с.
**Набоко С. И.** Четвертичный и современный вулканизм Камчатки и петрохимические особенности лав.— В кн.: Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 325—333.
**Набоко С. И.** Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М., Изд-во АН СССР, 1963, 172 с.
**Набоко С. И.** Физико-химические условия гидротермальной калишпатизации и альбитизации.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М., «Наука», 1970, с. 88—97.
**Нагапетян Л. Б.** Экспериментальное исследование кристаллизации гранитоидных расплавов.— В кн.: *Магматизм и металлогения* Армянской ССР. Вып. 5. Ереван, 1972, с. 224—232.
**Налетов Б. Ф.** Раннеордовикские вулканические ассоциации северо-запада Кузнецкого Алатау и Салаирского кряжа. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1970, 23 с.
**Налетов Б. Ф., Сидоренко Т. Ф.** Нижнеордовикская вулканическая ассоциация северо-*запада Кузнецкого Алатау.*— «*Геол. и геофиз.*», 1969, № 11, *с.* 55—60.
**Наседкин В. В.** Водосодержащие вулканические стекла кислого состава, их генезис и изменения. М., Изд-во АН СССР, 1963, 210 с.
**Наседкин В. В., Геншафт Ю. С.** Кристаллизация в системе кислое вулканическое стекло — вода при высоких давлениях и температурах.— В кн.: Труды VIII Совещ. по эксп. и технич. минералогии и петрографии. Т. 1. М., «Наука», 1971, с. 235—245.
**Наседкин В. В., Козырин Н. А.** Гидротермальное изменение обсидиана в условиях повышенной щелочности растворов (по данным эксперимента).— «Изв. вузов. Геол. и разв.», 1969, № 4, с. 64—69.
**Наседкин В. В., Салтыковский А. Я., Геншафт Ю. С.** Особенности эволюции силикатного вещества в зависимости от состава, давления и температуры (по данным эксперимента при высоких Р и Т).— В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., «Наука», 1971, с. 126—130.
**Наумов В. Б., Поляков А. И.** *Термометрическое исследование включений в минералах* вулканических пород Западной рифтовой зоны Африки.— «Геохимия», 1971, № 4, с. 379—386.
**Нехорошев В. П.** Тектоника Алтая. М., Госгеолтехиздат, 1966, 306 с.
**Нечеухин В. М., Маркс В. А., Прокин В. А.** Метаморфизм горных пород вулканогенных *толщ областей древнего вулканизма и его графическое отображение на картах.*— В кн.: Палеовулканизм Урала. Т. I. Свердловск, 1968, с. 65—103.
**Ниггли П.** Магма и ее продукты. Ч. 1. М., Госгеолиздат, 1946, 434 с.
**Никитчин П. А.** О происхождении некоторых тел серпентинитов в Актовракском районе Тувы.— В кн.: Проблемы палеовулканизма Средней Сибири (тезисы). Красноярск, 1970, с. 52—53.
**Никонов О. И.** Габбро-диорит-диабазовая формация Пезасского горста (Кузнецкий Алатау).— «Докл. АН СССР», 1970, т. 192, № 2, с. 399—402.

**Никонов О. И., Лельчук В. И.** О комагматичности пород габбро-диорит-диабазовой и спилито-диабазовой формаций Пезасского горста (Кузнецкий Алатау).— «Докл. АН СССР. Сер. геол.», 1971, т. 199, № 6, с. 1378—1381.

**Номоконов В. Е., Васильев Б. Д., Иванкин Г. А., Коптев И. И., Царев Д. И., Шипицин В. А.** О докембрийских и кембрийских вулканогенных толщах Кузнецкого Алатау.— В кн.: Проблемы палеовулканизма Средней Сибири (тезисы). Красноярск, 1970, с. 61—64.

**Окомото Г., Такеси О., Куцуми Г.** Свойства кремнезема в воде.— В кн.: Геохимия литогенеза. М., ИЛ, 1963, с. 196—209.

**Олби А. Л., Зен Е-ан.** Зависимость фаций цеолитов от химических потенциалов $CO_2$ и $H_2O$.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Т. 1. М., «Наука», 1969, с. 249—260.

**Оникиенко С. К.** О происхождении полосчатых и флюидальных текстур в кислых породах субвулканических и дайковых комплексов.— «Геол. и разв.», 1970, № 5, с. 40—44.

**Осборн Е. Ф.** Экспериментальное исследование давления кислорода, содержания воды и порядка кристаллизации базальтов и андезитов.— В кн.: Химия земной коры. Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1964, с. 75—87.

**Основные** идеи М. А. Усова в геологии. Алма-Ата. 1960, 540 с.

**Остроумова А. С., Румянцева Н. А.** Щелочные вулканические формации складчатых областей. Л., «Недра», 1967, 279 с.

**Охапкин Н. А., Бозин А. В.** Рудные формации Коммунаровского рудного поля и их возрастные взаимоотношения с магматическими породами (Кузнецкий Алатау).— В кн.: «Вопросы петрологии и металлогении западного обрамления Сибирской платформы», Красноярск, 1969, с. 79—85.

**Павленко А. С., Быховер В. Н.** Монголо-Тувинская провинция щелочно-гранитоидных пород и некоторые черты их происхождения и геохимии.— В кн.: Геохимия, петрология и минералогия щелочных пород. М., «Наука», 1971, с. 86—120.

**Парга Х. Р.** О распределении эффузивных проявлений в кембрии Астурии и Леоне. Пер. с португ. Новосибирск, 1973, 10 с.

**Педро Ж.** Экспериментальные исследования геохимического выветривания кристаллических пород. М., «Мир», 1971, 252 с.

**Пейве А. В., Синицын В. М.** Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1950, № 4, с. 28—52.

**Перекалина Т. В.** Закономерности размещения герцинских гранитных интрузий Центрального Казахстана .— «Докл. АН СССР», 1960, т. 133, № 1, с. 202—204.

**Персиков Э. С.** Экспериментальное исследование вязкости водонасыщенного гранитного расплава при высоких температурах и давлениях. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1972, 20 с.

**Перчук Л. Л.** Равновесия породообразующих минералов. М., «Наука», 1970, 391 с.

**Петров В. П.** Вулканическое стекло- и цеолитообразование.— В кн.: Водные вулканические и поствулканические минералы. М., «Наука», 1967, с. 7—25.

**Петров В. П.** Закономерности формирования и размещения вулканических стекол и близких к ним пород на территории СССР и за рубежом.— В кн.: Закономерности формирования и размещения месторождений вулканического стекла. М., «Наука», 1969, с. 7—14.

**Петров В. П.** Магма и генезис магматических горных пород. М., «Недра», 1972, 136 с.

**Петрология** изверженных и метаморфических пород дна океана. М., «Мир», 1973, 262 с.

**Пешехонов Л. В.** Вулканизм позднего докембрия и нижнего кембрия юга Кузнецкого Алатау. Автореф. канд. дисс. Томск, 1969, 21 с.

**Пильтенко М. К.** О возможности образования щелочных горных пород посредством палингенеза суперкрустальных соленосных толщ.— В кн.: Происхождение щелочных пород. М., «Наука», 1964, с. 117—128.

**Пинус Г. В.** Нижнекембрийский вулканизм Тувы. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1961, 119 с.

**Пирогов Б. И., Пирогова В. В.** Процессы кристаллизации в каменном литье из диабазов.— «Зап. Всесоюз. мин. об-ва», 1969, т. XCVIII, вып. 5, с. 579—585.

**Питьева К. Е.** Основы региональной геохимии подземных вод. М., изд. МГУ, 1969, 213 с.

**Полканов А. А.** Гравитационное фракционирование твердой фазы и кристаллизационная дифференциация.— В кн.: Вопросы петрографии и минералогии. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 27—39.

**Попов В. И.** Геологические формации — естественноисторические сообщества генетически связанных сопряженных горных пород. Ч. 1. Самарканд, 1959, 149 с.

**Попов В. И.** Опыт классификации и описания геологических формаций. Л., «Недра», 1968, 208 с.

**Поспелов Г. Л.** Об «очаговой зоне», земной коры, «магматогенной короне» Земли, «ареалах магматизма» и «структурных ассоциациях интрузивов».— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1959, № 3, с. 19—35.

**Пронин А. А.** О глубинной тектонике и образовании гранитов Урала.— В кн.: Структура земной коры и деформации горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 217—223.

**Пущаровский Ю. М.** О тектоническом положении вулканических зон на западе Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца.— В кн.: Труды Второго всесоюз. вулканолог. совещ. Т. II. М., «Наука», 1966, с. 238—241.

**Радугин К. В.** О фазах тектогенеза среднего и верхнего кембрия.— В кн.: Вопросы геологии Сибири. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1945, с. 349—374.
**Радугин К. В.** Проблема позднего протерозоя. Томск, 1966, 149 с.
**Рашин Г. А.** О зависимости минерального состава и структуры каменного литья от условий их образования.— В кн.: Проблемы каменного литья. Киев, 1963, с. 41—51.
**Репина Л. Н., Хоментовский В. В., Журавлева И. Т., Розанов А. Ю.** Биостратиграфия нижнего кембрия Саяно-Алтайской складчатой области. М., «Наука», 1964, 364 с.
**Ривош Л. А., Штейнберг Г. С.** Геофизическое изучение Камчатских вулканов.— «Геол. и геофиз.», 1963, № 6, с. 13—33.
**Рид Х.** Граниты и граниты.— В кн.: Проблема образования гранитов. Сб. № 2. М., ИЛ, 1950, с. 303—347.
**Рингвуд А. Э.** Модель верхней мантии.— В кн.: Верхняя мантия Земли. М., «Мир», 1964, с. 396—420.
**Рингвуд А. Э., Грин Д. Х.** Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и некоторые геофизические выводы.— В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968, с. 78—117.
**Ритман А.** Вулканы и их деятельность. М., ИЛ, 1964, 437 с.
**Родыгин А. И.** Докембрий Горного Алтая (Курайский метаморфический комплекс). Томск, 1968, 327 с.
**Розенфарб И. А.** Тектоническое положение Салаира и особенности его глубинного строения.— В кн.: Вопросы тектоники Алтае-Саянской горной области. Новокузнецк, 1971, с. 41—52.
**Розин А. А., Сердюк Э. Я.** Преобразование солевого состава подземных вод и минералогического состава пород Западно-Сибирской плиты под воздействием глубинного углекислого газа. М., 1971, с. 774—775.
**Розинов М. И.** Особенности дифференциации Осиновской интрузии (Западное Забайкалье).— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1965, № 10, с. 126—131.
**Рой Р., Татл О.** Исследования в гидротермальных условиях.— В кн.: Физика и химия Земли. М., *ИЛ, 1958, с. 186—238.*
**Романенко Е. В.** Трилобиты и биостратиграфия среднего кембрия Горного Алтая. Автореф. канд. дисс. Томск, 1971, 25 с.
**Романенко М. Ф.** Биостратиграфия кембрийских отложений Горного Алтая. Автореф. канд. дисс. Кемерово, 1964, 19 с.
**Ронеисон Б. М.** Геология Вишневогорского интрузива и проблема генезиса щелочных пород Среднего Урала.— В кн.: Происхождение щелочных пород. М., «Наука», 1964, с. 7—11.
**Ронеисон Б. М.** Происхождение миаскитов и связь с ними редкометального оруденения.— «Геол. м-ний редких элементов», 1966, вып. 28, 174 с.
**Ронов А. Б.** К последокембрийской геохимической истории атмосферы и гидросферы.— «Геохимия», 1959, № 5, с. 397—409.
**Ронов А. Б.** Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы.— «Геохимия, 1964, № 8, с. 715—743.
**Ротман В. К.** Общие черты магматизма внутренней части северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса.— «Сов. геол.», 1971, № 10, с. 42—53.
**Ротман В. К., Марковский Б. А.** О типах геосинклинальных базальтовых магм (на примере Камчатки).— «Докл. АН СССР», 1968, т. 182, № 3, с. 674—677.
**Русинов В. Л.** Альбитизация плагиоклазов в условиях приповерхностной пропилитизации (на примере Камчатки).— В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М., «Наука», 1968, с. 218—237.
**Русс В. В., Наговская Г. И.** Опыт классификации магматических формаций на примере формационной тектонической карты северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса в масштабе 1 : 1 500 000.— В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. Магадан, 1968, с. 19—21.
**Рябчиков И. Д.** Экспериментальное изучение распределения щелочных элементов между несмешивающимися силикатными и хлоридными расплавами.— «Докл. АН СССР», 1963, т. 149, № 5, с. 1174—1177.
**Савицкий В. Е., Щеглов А. П., Винкман М. К., Гинцингер А. Б. и Егорова Л. И.** Проблема верхней границы докембрия Средней Сибири.— В кн.: Докембрий СССР. Л., «Наука», 1968, с. 121—123.
**Садецки-Кардош Э.** Структуры пород и изменение режима летучих в ходе эволюции Земли.— В кн.: Химия земной коры. М., «Наука», 1964, т. 2, с. 22—35.
**Салтыковский А. Я., Геншафт Ю. С.** Об условиях генерации щелочных базальтовых магм района плато Дариганга.— В кн.: Ассоциации вулканогенных пород Монгольской народной республики, их состав и стратиграфическое положение. М., «Наука», 1973, с. 53—57.
**Салун С. А.** Порфировая формация складчатых областей.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1957, № 7, 49—63.
**Сарманов О. В., Вистелиус А. Б.** О корреляции между процентными величинами.— «Докл. АН СССР», 1959, т. 126, № 1, с. 22—25.
**Свиридов В. Г.** Стратиграфия, тектоника и история геологического развития палеозойских отложений северо-западной части Салаира. Автореф. канд. дисс. Томск, 1969, 22 с.

**Святловский А. Е.** История новейшего вулканизма подвижных зон на примере Камчатки и Кавказа.— В кн.: Труды Второго всесоюз. вулканолог. совещ. Т. II. М., «Наука, 1966, с. 217—232.

**Святловский А. Е.** Вулканизм, тектоника и осадкообразование в Камчатской геосинклинальной области.— В кн.: Вулканизм и геохимия его продуктов. М., «Наука», 1967, с. 158—167.

**Семенов Д. Ф.** Неогеновый магматизм западного побережья Южного Сахалина. Автореф. канд. дисс. Хабаровск, 1971, 31 с.

**Сендеров Э. Х., Хитаров Н. И.** Цеолиты, их синтез и условия образования в природе. М., «Наука», 1970, 283 с.

**Сенников В. М.** Тектоническое районирование юго-западной части Алтае-Саянской складчатой области. Красноярск, 1969, 62 с.

**Серенсен Х.** О магматической эволюции щелочной провинции Южной Гренландии.— В кн.: Проблемы геохимии. М., «Наука», 1965, с. 338—349.

**Скиннер Б. Дж.** Тепловое расширение. Справочник физических констант горных пород. М., «Мир», 1969, с. 79—98.

**Скобелев Ю. Д.** Краткая характеристика геологического строения Кузнецкого Алатау.— В кн.: Материалы по геол. Зап. Сибири. Вып. 64. Новосибирск, 1963, с. 5—28.

**Смирнов Н. В., Дунин-Барковский И. В.** Краткий курс математической статистики для технических приложений. М., Физматгиз, 1959, 436 с.

**Смит Ф. Г.** Физическая геохимия. М., «Недра», 1968, 475 с.

**Снежко Б. А.** О выделении тайменской свиты верхнего тремадока в западной части Кузнецкого Алатау.— В кн.: Новые данные по геол. и полезн. ископ. Зап. Сибири. Вып. 2. Новосибирск, 1967, с. 74—77.

**Соболев В. С.** Значение железистости фемических минералов.— «Мин. сб. Львовского геол. об-ва», Львов, 1950, № 4, с. 3—19.

**Соболев В. С.** Современные петрологические теории и гипотезы в области образования магматических пород.— «Зап. Всесоюз. мин. об-ва», 1957, т. LXXXVI, № 2, с. 301—310.

**Соболев В. С.** О генезисе лейцитовых пород.— «Докл. АН СССР» 1970, т.194, № 4, с. 922—925.

**Соболев В. С., Бакуменко И. Т., Добрецов Н. Л., Соболев Н. В., Хлестов В. В.** Физико-химические условия глубинного петрогенезиса.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 4, с. 36—43.

**Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Соболев Н. В., Хлестов В. В.** Связь процессов магмообразования с метаморфизмом и глубинным строением земной коры и верхней мантии.— В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. Л., «Наука», 1967, с. 170—182.

**Соболев В. С., Кепежинскас В. В.** Типы дифференциации серий вулканических пород.— «Геол. и геофиз.», 1971, № 12, с. 9—18.

**Соболев В. С., Соболев Н. В.** Ксенолиты в кимберлитах Северной Якутии и вопросы строения мантии Земли.— «Докл. АН СССР», 1964, т. 158, № 1, с. 108—111.

**Соболев В. С., Соболев Н. В.** Природа границы Мохоровичича и минеральный состав верхней части мантии по петрографическим данным.— В кн.: Природа сейсмических границ в земной коре. М., «Наука», 1971, с. 112—116.

**Соболев Н. В.** Парагенетические типы гранатов. М., «Наука», 1964, с. 42—73.

**Соболев Н. В.** Ксенолиты эклогитов из кимберлитовых трубок как обломки вещества верхней мантии.— В кн.: Кора и верхняя мантия. Междунар. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. М., «Наука», 1968, с. 119—126.

**Соколова Е. А.** Некоторые закономерности размещения рудных концентраций в марганценосных вулканогенно-осадочных формациях.— В кн.: Марганцевые месторождения СССР. М., «Наука», 1967, с. 74—93.

**Соловьев С. П.** Опыт изучения распределения изверженных пород в пределах СССР. М.— Л., ОНТИ НКТП СССР, 1936, с. 573—591.

**Соловьева Н. А.** Литология вулканогенно-осадочных комплексов Малой Курильской гряды.— «Литол. и пол. ископ.», 1969, № 6, с. 51—58.

**Судовиков Н. Г.** Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л., 1964, 550 с.

**Сурков В. С.** О природе различных соотношений между геофизическими аномалиями и геологическими структурами (на примере Алтае-Саянской складчатой области).— «Геол. и геофиз.», 1965, № 9, с. 12—21.

**Тверитинов Ю. Т.** Основные закономерности пространственного распределения золотоносности.— В кн.: Проблемы геологии и полезных ископаемых Кузбасса и Алтая. Новокузнецк, 1970, с. 59—71.

**Тернер Ф.** Эволюция метаморфических пород. М., ИЛ, 1951, 283 с.

**Тернер Ф., Ферхуген Дж.** Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1961, 590 с.

**Тиррель Г. В.** Основы петрологии. М., ОНТИ, 1933, 323 с.

**Томашпольская В. Д.** Стратиграфия и палеонтология кембрия Батеневского кряжа и хребта Азыртал. Автореф. канд. дисс. Томск, 1964, 25 с.

**Трощенко В. Н.** Взаимоотношения гидротермально измененных пород и золотоносных жил (на примере штокверкового месторождения на восточном склоне Кузнецкого Алатау).— «Геол. и геофиз.», 1968, № 12, с. 56—64.

**Туезов И. К., Тараканов Р. З., Спрык И. М., Павлов Ю. А.** Неоднородности земной коры и верхней мантии южной части советского сектора Тихоокеанского кольца в свете геолого-геофизических данных.— «Геол. и геофиз.», 1968, № 7, с. 72—81.
**Уайт Д. Е.** Термальные воды вулканического происхождения.— В кн.: «Геохимия современных поствулканических процессов. М., «Мир», 1965, с. 78—100.
**Унксов В. А.** Алтае-Саянская складчатая область.— В кн.: Геологическое строение СССР. Т. III. Тектоника. М., Госгеолтехиздат, 1958, с. 126—140.
**Уокер Ф. и Полдерварт А.** Долериты Карру Южно-Африканского Союза.— В кн.: Геология и петрография трапповых формаций. М., ИЛ, 1950, с. 8—182.
**Уотерс А. К.** Вулканические породы и тектонический цикл.— В кн.: Земная кора. М., ИЛ, 1957, с. 729—752.
**Урбах В. Ю.** Биометрические методы. «Наука», 1964, 415 с.
**Усенко И. С.** Петругрическое сырье Украинского кристаллического щита.— В кн.: Промышленное использование петругрического сырья Украины. Киев, 1959, с. 42—87.
**Усов М. А.** Основные типы структур земной коры и формы проявления вулканизма.— В кн.: Основные идеи М. А. Усова в геологии. Алма-Ата, 1960, с. 140—171.
**Усов М. А.** Фации и фазы пород эффузивного облика.— В кн.: Основные идеи М. А. Усова в геологии. Алма-Ата, 1960, с. 98—112.
**Устиев Е. К.** Основные проблемы изучения вулкано-плутонических формаций и связанных с ними рудных месторождений.— В кн.: Вулканические и вулкано-плутонические формации. М., «Наука», 1966, с. 183—189.
**Устиев Е. К.** Геологические и петрологические аспекты проблемы вулкано-плутонических формаций.— В кн.: Теоретические проблемы вулкано-плутонических формаций и их рудоносности. М., «Наука», 1969а, с. 5—43.
**Устиев Е. К.** Проблема отношений между вулканизмом и плутонизмом на разных стадиях тектоно-магматического цикла.— В кн.: Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии. Т. II. М., «Наука», 1969б, с. 27—61.
**Устиев Е. К.** Некоторые основные понятия и термины в учении о магматических формациях.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1970, № 4, с. 47—68.
**Устиев Е. К., Андреева Е. Д., Апельцин Ф. Р., Афанасьев Г. Д. и др.** Некоторые основные понятия в учении о магматических формациях.— В кн.: Материалы IV Всесоюз. петрограф. совещ. Баку, 1969, с. 60—64.
**Уэйджер П., Браун Г.** Расслоенные изверженные породы. М., «Мир», 1970, 552 с.
**Фаворская М. А., Томсон И. Н., Иванов Р. Г., Баскина В. А., Волчанская И. К., Дежин Ю. П., Кравцов В. С., Фрих-Хар Д. И.** Связь магматизма и эндогенной минералогии с блоковой тектоникой. М., «Недра», 1969, 264 с.
**Фейгин Я. М.** О петрологическом значении уменьшения объема магматических расплавов стратифицированных интрузий.— В кн.: Геохимия, петрология и минералогия щелочных пород. М., «Наука», 1971, с. 120—128.
**Ферштатер Г. Б., Ярош Н. А., Меттих Л. И.** Магний в магнетитах из гранитоидов Урала.— «Докл. АН СССР», 1969, т. 186, № 6, с. 1412—1415.
**Фогельман Н. А., Шабаловский А. Е.** Условия локализации штокверковых месторождений в пределах Коммунаровского рудного поля на восточном склоне Кузнецкого Алатау.— В кн.: Труды НИГРИЗолота. Вып. 21. М., 1956, с. 189—200.
**Фомичев В. Д., Алексеева Л. Э.** Геологический очерк Салаира. М., Госгеолтехиздат, 1961, 218 с.
**Франко Р. Р., Шерер Ж. Ф.** Температуры плавкостей в смесях полевых шпатов, натрия, калия и извести.— В кн.: Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования. М., ИЛ, 1954, с. 288—301.
**Франц Г., Шольц Г.** Растворимость водяного пара в стекломассах различной основности. М., ВИНИТИ, 1964, 32 с.
**Фремд Г. М.** Фациальная изменчивость вулканогенных формаций и проблема цикличности (на примере Южной Джунгарии).— В кн.: Палеовулканология и проблема вулканогенных формаций. Алма-Ата, 1963, с. 13—21.
**Фролова Н. В.** Об условиях осадконакопления в архейской эре.— В кн.: Труды Иркутского ун-та. Сер. геол. Вып. 2. Иркутск, 1951, с. 38—68.
**Фурмарье П.** Проблемы дрейфа континентов. М., «Мир», 1971, 255 с.
**Фэйрбридж Р. В., Чилингар Д. В., Бисселл Г. Д.** Карбонатные породы. М., «Мир», 1970, с. 15—39.
**Хаин В. Е.** Эпиплатформенные орогенные пояса (краткий обзор современных представлений).— В кн.: Жизнь Земли, № 7. М., 1971, с. 34—44.
**Харкевич Д. С.** Значение магматизма для типизации региональных тектонических подразделений.— В кн.: Геологическое строение СССР. Т. V. М., «Недра», 1969, с. 188—201.
**Харкер А.** Метаморфизм. М., ОНТИ НКТП СССР, 1937, 368 с.
**Херасков Н. П.** Геологические формации (опыт определения).— «Бюлл. МОИП Отд. геол.», 1952, т. XXVII, № 5, с. 31—52.
**Херасков Н. П.** О качественных различиях геосинклинальных систем разного возраста.— В кн.: Деформации пород и тектоника. М.,, «Наука», 1964, с. 71—91.
**Херасков Н. П.** Тектоника и формации. Избр. тр. М., «Наука», 1967, 404 с.
**Хитаров Н. И.** Экспериментальная характеристика устойчивости кварца и миграция кремнезема в гидротермальных условиях.— В кн.: Труды IV совещ. по эксп. минералогии и петрографии. Вып. II. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 180—186.

**Хитаров Н. И.** Об условиях плавления гранитного субстрата.— «Геохимия», 1957, № 2, с. 102—108.
**Хитаров Н. И.** Вопросы петрогенеза в свете экспериментальных данных.— «Геохимия», 1958, № 6, с. 524—534.
**Хитаров Н. И.** Информация о новых экспериментальных работах по глубинным процессам.— «Геохимия», 1967, № 9, с. 1130—1142.
**Хитаров Н. И.** Международный симпозиум по фазовым превращениям и глубинам Земли (Австралия).— «Геохимия», 1969, № 5, с. 631—635.
**Хитаров Н. И.** Информация о новых экспериментальных работах по глубинным процессам.— «Геохимия», 1970, № 9, с. 1140—1148.
**Хитаров Н. И., Кадик А. А., Малинин С. Д.** Информация о новых экспериментальных работах в области геохимии глубинных процессов.— «Геохимия», 1971, № 10, с. 1270—1277.
**Хитаров Н. И., Лебедев Е. Б., Кадик А. А.** Растворимость воды в расплаве основного и ультраосновного состава.— В кн.: Труды VIII Совещ. по эксп. и техн. минералогии и петрографии. Т. 1. М., «Наука», 1971, с. 282—287.
**Хитаров Н. И., Лебедев Е. Б., Ренгартен Е. В., Арсеньева Р. В.** Сравнительная характеристика растворимости воды в базальтовом и гранитном расплаве. «Геохимия», 1959, № 5, с. 387—396.
**Хитаров Н. И., Нагапетян Л. Б., Лебедев Е. Б.** Кристаллизация расплава дацитового состава в условиях давления водяного пара от 500 до 3000 кг/см$^2$.— «Геохимия», 1969а, № 1, с. 8—13.
**Хитаров Н. И., Нагапетян Л. Б., Лебедев Е. Б.** Особенности кристаллизации кислых расплавов (экспериментальное исследование).— «Геохимия», 1969б, № 3, с. 273—287.
**Хитаров Н. И., Пугин В. А., Слуцкий А. Б., Солдатов И. А., Ревин Н. И.** Оливиновый толеит, его плавление и эволюция в P — T-условиях эксперимента.— «Геохимия», 1972, № 12, с. 1470—1482.
**Хитаров Н. И., Слуцкий А. Б., Пугин В. А., Ревин Н. И., Солдатов И. А.** Высокоглиноземистый базальт, механизм его плавления и кристаллизации на больших и малых глубинах.— «Геохимия», 1971, № 9, с. 1027—1040.
**Хитров Н. И., Хундадзе А. Г., Сендеров Э. Э., Шибаева Н. П.** Влияние вулканогенных пород на состав гидротермальных растворов.—«Геохимия», 1970, № 6, с. 678—692.
**Ходьков А. Е., Валуконис Г. Ю.** Формирование и геологическая роль подземных вод. Л., Изд. ЛГУ, 1968, 216 с.
**Хоментовский В. В.** Формации структурно-фациальных зон Юго-Западной Сибири и связь с ними полезных ископаемых.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. III. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 3—139.
**Хорева Б. Я., Искандерова А. Д., Чухонин А. П.** О возрасте древнейших карбонатных пород Южного Алтая и Центральных Кызылкумов, по данным свинцово-изохронного метода.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1971, № 11, с. 3—8.
**Царев Д. И.** Вулканизм района рудника Юлии (Батеневский кряж Кузнецкого Алатау). Автореф. канд. дисс. Томск, 1967, 18 с.
**Циклис Д. С.** Расслоение газовых смесей. М., «Химия», 1969, 160 с.
**Чайников В. И, Черныш В. И., Павленко Д. И.** Петрохимия вулканического пепла из донных отложений Японского моря и северо-западной части Тихого океана.— «Геохимия», 1973, № 5, с. 755—760.
**Чернов В. И.** Девонские вулканические формации Рудного Алтая.— «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1970, т. XLV, вып. 6, с. 128—142.
**Чернов В. И.** Вулканические формации и порфировые интрузии Рудного Алтая. Автореф. докт. дисс. М., 1971, 32 с.
**Чернышева В. И., Рудник Г. Б.** О формационной принадлежности основных эффузивных, интрузивных пород и гипербазитов рифтовых зон срединных хребтов Индийского океана.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 194, № 2, с. 426—429.
**Чумаков А. А.** Краткий геол.-петрогр. очерк Западного хребта Южных Мугоджар.— «Уч. зап. ЛГУ. Сер. геол.-почв. наук», 1940, вып. 9, с. 30.
**Шатский Н. С.** Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1960, № 5, с. 3—23.
**Шатский Н. С.** О геологических формациях. Избр. тр. Т. III. М., «Наука», 1965, 348 с.
**Шахов Ф. Н.** О происхождении гранитных магм и рудных месторождений.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., 1960, с. 142—150.
**Шейнманн Ю. М.** О тектонических условиях магмообразования.— В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1963а, 183—193.
**Шейнманн Ю. М.** Есть ли ювенильные граниты? — «Сов. геол.», 1963б, № 1, с. 61—69.
**Шейнманн Ю. М.** О связях между типами магм и тектоникой.— «Сов. геол.», 1964а, № 2, с. 3—17.
**Шейнманн Ю. М.** О путях изучения состава мантии.— «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1964б, т. XXXIX (4), с. 3—20.
**Шейнманн Ю. М.** Возможные связи магм со строением внешних оболочек Земли.— В кн.: Химия земной коры. Т. II. М., «Наука», 1964в, с. 63—74.

**Шейнманн Ю. М.** Магмы и геосинклинальный процесс. Типы земной коры и магмы.— В кн.: Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений. М., «Наука», 1964, с. 102—119.
**Шейнманн Ю. М.** Очерки глубинной геологии (о связи тектоники с возникновением магм). М., «Недра», 1968, 231 с.
*Шейнманн Ю. М. Заметки о развитии магмы.*— «Сов. геол.», 1969а, № 1, с. 104—108.
**Шейнманн Ю. М.** К проблеме генерации магм.— «Сов. геол.», 1969б, № 2, с. 10—26.
**Шейнманн Ю. М.** К проблеме глубинных источников магм.— «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1969в, т. 44, № 3, с. 5—17.
**Шейнманн Ю. М.** Условия (Т, Р) возникновения основных магм и энергетика этих процессов.— В кн.: Материалы IV Всесоюз. петрограф. совещ. (тезисы). Баку, 1969, с. 55—56.
**Шерер Дж. Ф.** Щелочно-полевошпатовый разрез в системе $NaAlSiO_4$—$KAlSiO_4$—$SiO_2$.— В кн.: Полевые шпаты. М., ИЛ, 1952, с. 165—173.
**Шинкарев Н. Ф.** Физико-химическая петрология изверженных горных пород. Л., «Недра», 1970, 248 с.
**Шинкарев Н. Ф., Кузнецов А. А.** О гетерогенности магматических расплавов в отношении летучих компонентов.— «Вестн. ЛГУ», 1970, № 12, вып. 2, с. 42—49.
**Широкова Е. В., Репина Л. Н.** Тюрим-Ефремкинский опорный разрез кембрия в Кузнецком Алатау.— В кн.: Новые данные по геологии юга Красноярского края. Красноярск, 1964, с. 60—89.
**Штейнберг Д. С.** О химической классификации эффузивных горных пород.— В кн.: Труды Ин-та геол. Уральского фил. АН СССР. Свердловск, 1964, 106 с.
**Штейнберг Д. С.** Базитовый магматизм геосинклинальных областей.— В кн.: Петрология и металлогения базитов (тезисы). М., 1968а, с. 35—40.
**Штейнберг Д. С.** О петрохимическом методе при изучении эффузивных горных пород.— В кн.: Палеовулканизм Урала. Вып. 1, Вопросы методики изучения областей древнего вулканизма. Свердловск, 1968б, с. 176—183.
**Штейнберг Д. С.** О специфике магматизма западного склона Урала.— В кн.: Вулканические образования Урала. Свердловск, 1968в, с. 17—24.
**Штейнберг Д. С.** О роли котектик в петрогенезисе.— В кн.: Материалы IV Всесоюз. петрограф. совещ. (тезисы). Баку, 1969, с. 379—382.
**Штейнберг Д. С.** Важнейшие проблемы магматизма Зауралья.— В кн.: Магматизм и эндогенная металлогения Зауралья (тезисы). Кустанай, 1970, с. 5—6.
**Штейнберг Д. С., Ферштатер Г. Б.** Об особенностях химического состава гранитов вулканических и плутонических ассоциаций.— «Докл. АН СССР», 1968, т. 182, № 4, с. 918—921.
**Штейнберг Д. С., Ферштатер Г. Б., Фоминых В. Г.** Фации глубинности гранитоидов Урала.— «Зап. Всесоюз. мин. об-ва», 1968, т. 97, вып. 4, с. 385—393.
**Штернберг А. А.** Состояние воды в надкритической области в связи с проблемами глубинного минералообразования.— «Геол. рудн. месторожд.», 1962, № 5, с. 13—19.
**Штилле Г.** Введение в строение Америки. Избр. тр. М., «Мир», 1964, 887 с.
**Штрейс Н. А.** Проблема связи магматизма и складчатости.— В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма (тезисы). М., 1967.
**Щербаков А. В.** Геохимия термальных вод. М., «Наука», 1968, 234 с.
**Щербаков Ю. Г.** Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. М., «Наука», 1967, 268 с.
**Щербина В. В.** О геохимических условиях выделения окисных соединений из силикатов.— В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 152—159.
**Эйтель. В.** Физическая химия силикатов. М., ИЛ, 1962, 560 с.
**Энгель А. Е. Дж., Энгель С. Г.** Состав лунных пород и некоторая его интерпретация.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1970, № 6, с. 30—32.
**Эрлих Э. Н.** Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 243.
**Югстер Г. П.** Реакции восстановления и окисления при метаморфизме горных пород.— В кн.: Геохимические исследования. М., ИЛ, 1961, с. 495—527.
**Янко Я.** Математико-статистические таблицы. М., Госстатиздат ЦСУ СССР, 1961, 243 с.
**Яншин А. Л.** (гл. ред.). Тектоническая карта Евразии. М., «Наука», 1966, 487 с.
**Ярошевич В. М.** Стратиграфия синийских и кембрийских отложений Батеневского кряжа, хребта Азыртал и бассейна р. Белый Июс. Новосибирск. Изд-во СО АН СССР, 1962, 186 с.
**Ярошевский А. А.** Некоторые геологические аспекты зонной плавки.— В кн.: Проблемы геохимии. М., «Наука», 1965, с. 50—58.
**Albee A. L.** Relationships between mineral association, chemical composition and physical properties of the chlorite series.— "Amer. Mineral.", 1962, v. 47, № 7—8, p. 851—870.
**Althaus E., Johannes W.** Experimental metamorphism of NaCl bearing aqueous solutions by reaction with silicates.— "Amer. J. Sci.", 1969, v. 267, № 1, p. 87—98.
**Aoki K. Y.** Petrology of kaersutite — bearing ultramafic and mafic inclusions in Iki Island, Japan.— "Contr. Mineral. and Petrol.", 1970, v. 25, № 4, p. 270—283.
**Bailey D. K.** Crustal warping — a possible tectonic control of alkaline magmatism.— "J. Geophys. Res.", 1964, v. 69, № 6, p. 1103—1112.

**Bailey D. K., Macdonald R.** Petrochemical variations among mildly peralkaline (comendite) obsidians from the oceans and continents.— "Contr. Mineral. and Petrol.", 1970, v. 28, № 4, p. 340—351.
**Barker D. S., Long L. E.** Feldspathoidal syenite in a quartz diabase sill, Brookville, New Jersey.— "J. Petrol.", 1969, v. 10, № 2, p. 202—221.
**Barth T. F. W., Correns C. W., Eskola P.** Die Entstehung der Gesteine. Berlin, Springer — Verlag, 1939, 442 p.
**Barth T. F. W.** Aspect of the crystallization of quartzofeldsphatic plutonic rocks. Tscherm. Miner. und Petrogr. Mitt., 1966, B XI, Hf 3, 4, S. 209—222.
**Barth T. F. W.** Petrology of continental rocks.— "Bull. Geol. Soc. Finnland", 1968, № 40, p. 3—10.
**Battey M. H.** The "two-magma theory" and the origin of ignimbrites.— "Bull. Volcanol.", 1966, T. 29, B 5, p. 407—424.
**Bell P. M.** High pressure melting relations for jadeite composition.— Carn. Inst. Wash. Year Book. 63, 1964, p. 171—173.
**Beloussov A. F.** Statistical petrochemical peculiarities of the volcanic associations of mobile belts.— International Union of Geodesy and Geophysics, Chemistry of the Earth's Interior, XV General Assembly, 1971, p. 11.
**Beloussov V. V.** On possible forms of relationship between magmatism and teoctogenesis.— "J. Geol. Soc. London", 1971, v. 127, pt. 1, p. 57—68.
**Bemmelen R. W. van.** Der gegenwärtige Stand des Undations — Theorie.— Mittelungen der Geol. Gesellsch in Wien, 1964, Bd. 57, Hf. 2, S. 5—25.
**Bemmelen R. V. van.** Mega-Undationen als Ursache der Kontinentverschiebungen.— Mittelungen der Geol. Gesellsch. in Wien, 1965, Bd. 58, S. 219—231.
**Bemmelen R. W. van.** On the interpretation of the apparent form of the geoid and of the terrestrial heat flow.— "Tectonophysics", 1967, № 4 (1), p. 101—106.
**Bemmelen R. W. van.** On the origin and evolution of the earth's crust and magmas.— "Geol. Rundschau", 1968a, Bd. 57, Hf. 3, S. 657—704.
**Bemmelen R. W. van.** Die Bedeutung der Dimensionen Länge, Zeit, Druck und Temperatur in den Erdwissenschaften.— "Geologie", Bd. 17, Hf. 5, 1968b, S. 497—517.
**Best M. G.** Kaersutite — peridotite inclusions and kindred megacrysts in basanitic lavas, Grand Canyon, Arisona.— "Contr. Mineral. and Petrol.", 1970, v. 27, № 1, p. 25—44.
**Binns R. A., Duggan M. B., Wilkinson J. F. G.** (with chemical analyses by Kalocsai G. I. Z.). High pressure megacrysts in alkaline lavas from northeastern New South Wales.— "Amer. J. Sci.", 1970, v. 269, p. 132—168.
**Boettcher A. L.** Hydrotermal melting relationships siliheate — $H_2O$ system at vapor pressure greater than 10 kbars.— "Phys. Earth Planet. Interiors", 1970, v. 3, p. 331.
**Boettcher A. L.** Volcanism and orogenic belts — the origin of andesites.— "Tectonophysics", 1973, v. 17, № 3, p. 223—240.
**Boettcher A. L., Wyllie P. J.** Melting of granite with excess water to 30 kilobars pressure.— "J. Geol.", 1968, v. 76, № 2, p. 235—244.
**Bogoyavlenskaya G.** Partly fused xenoliths of intrusive rocks in piroclastic deposits. Symposium on Volcanoes and Their Roots. Oxford, 1969, p. 4.
**Bonatti E. a. Arrhenius G.** Acidic rocks on the Pacific Ocean floor.— In. The sea, V. 4. Pt. 1. London, Sydney, Toronto, 1970, p. 445—464.
**Bottinga J., Weill D. E.** Densities of liquid silicate systems calculated from partial molar volumes of oxide components.— "Amer. J. Sci.", 1970, v. 269, № 2, p. 169—182.
**Bowen N. L.** The crystallization of haplobasaltic, haplodioritic, and related magmas.— "Amer. J. Sci. Ser. 4", 1915, v. 40, p. 161—185.
**Bowen N. L.** Recent high temperature research in silicates and its significance in ignecus geology.— "Amer. J. Sci.", 1937, v. 33, № 5, p. 1—21.
**Bowen N. L.** Magmas.— "Geol. Soc. Amer. Bull.", 1947, v. 58, p. 263—279.
**Bowen N. L.** Experiment as an aid to the understanding of the natural world.— "Proceed. Nat. Sci.", 1954, v. 106, p. 1—12.
**Bowen N. L., Tuttle O. F.** Synthetic granites and their melting behavior under high $H_2O$ pressure.— "Amer. Mineral.", 1952, v. 37, № 3/4, p. 286.
**Boyd F. R.** Geological aspects of high-pressure research.— "Sci.", 1964, v. 145, № 3627, p. 13—20.
**Boyd F. R., England J. L.** The system enstatite — pyrope.— "Carn. Inst. Wash. Year Book 63", 1964, p. 157—160.
**Brock T. D.** Bimodal distribution of pH values of thermal springs of the world.— "Geol. Soc. Amer. Bull.", 1971, v. 82, № 3, p. 1393, 1394.
**Brousse R., Ildefonse J. P.** Pyroxene pyrolite and plagioclase pyrolite in inclusions with norites in alkali basalt (Causses, France). Symposium on Volcanoes and Their Roots. Oxford, 1969, p. 7.
**Brown G. C.** A comment on the role of water in the partial fusion of crustal rocks.— "Earth Planet. Sci. Litt.", 1970, v. 9, p. 355—358.
**Brown G. C., Bowden P.** Experimental studies concerning the genesis of the Nigerian younger granites.— "Contr. Mineral. and Petrol.", 1973, v. 40, № 2, p. 131—140.
**Brown G. C., Fyfe W. S.** Production of granite melts during ultrametamorphism.— "Contr. Mineral. and Petrol.", 1970, v. 28, № 4, p. 310—348.
**Brown G. M., Schairer J. F.** Melting relations of some calcalkaline volcanic rocks.— "Carn. Inst. Wash. Year Book 66", 1967, p. 460—467.

**Browne P. R. L., Ellis A. J.** The Ohaki-Broadlands hydrothermal area, New Zealand: mineralogy and related geochemistry.— "Amer. J. Sci.", 1970, v. 269, № 2, p. 97—131.

**Bultitude R. J., Green D. H.** Experimental study at high pressures on the origin of olivine nephelinite and olivine melilite nephelinite magmas.— "Earth Planet. Sci. Lett.", 1967, v. 3, № 4, p. 325—337.

**Burri C.** Potentielle Mineralbestände kalitrachybasaltisch karbonatischer Syntektika and die Zukunft des Vesuvmagmas.— "Geol. Rundscnau", 1967, Bd. 57, Hf. 3, S. 744—765.

**Büsch W.** Dioritbildung durch Remobilisation. II.— "N. J. Mineral, Abh.", 1970, B. 112, Hf. 2, S. 219—238.

**Butler J. R., Ragland P. C.** Petrology and chemistry of metaigneous rocks in the Albemarle area, North Carolina slate belt.— "Amer. J. Sci.", 1969, v. 267, № 6, p. 700—726.

**Cann J. R.** Bimodal distribution of rocks from volcanic islands.— "Earth Planet. Sci. Lett.", 1968, v. 4, № 6, p. 479, 480.

**Cann J. R.** Spilites from the Carlsberg Ridge, Indian Ocean.— "J. Petrol.", 1969, v. 10, № 1, p. 1—19.

**Carmichael I. S. E.** A note on the composition of some natural acid glasses.— "Geol. Mag.", 1962a, № 99, y. 253—264.

**Carmichael I. S. E.** Pantelleritic liquids and their phenocrysts.— "Mineral. Mag.", 1962b, v. 33, № 257, p. 86—113.

**Carmichael I. S. E.** The petrology of Thingmuli, a Tertiary volcano in eastern Iceland.— "J. Petrol.", 1964a, v. 5, p. 435—460.

**Carmichael I. S. E.** Natural liquids and the phonolitic minimum.— "Geol. J.", 1964b, pt. 1, p. 55—60.

**Carmichael I. S. E., McKenzie W. S.** Feldspar — liquid equilibria in pantellerites: an experimental study.— "Amer. J. Sci.", 1963, v. 261, № 4, p. 382—396.

**Chagnon J.— V., Saull V. A.** Synthesis of albite at 210—240°C.— "Canad. J. Earth. Sci.", 1966, v. 3, № 2, p. 133—138.

**Chayes F.** Relative abundance of intermediate members of the oceanic basalt-trachyte association.— "J. Geophys. Res.", 1963a, v. 68, № 5, p. 1519—1534.

**Chayes F.** Autor's reply to the preceeding discussions.— "J. Geophys. Res.", 1963b, v. 68, № 17, p. 5108—5109.

**Chayes F.** Petrographic distinction between Cenozoic volcanics in and around the open oceans.— "J. Geophys. Res.", 1964, v. 69, № 8, p. 1573—1588.

**Chayes F.** Titania and alumina content of oceanic and circum oceanic basalt.— "Miner. Mag. Tilley Vol.", 1965a, v. 34, № 268, p. 126—131.

**Chayes F.** On changes in composition effected by cyclic assimilation.— "Carn. Inst. Wash. Year Book 64", 1965 c, p. 159—160.

**Chayes F.** The so-called andesites on the oceanic islands.— "Carn. Inst. Wash. Year. Book 64", 1965b, p. 155—159.

**Chayes F.** The so — called andesites of the oceanic islands.— "Carn. Inst. Wash. Year Book 68", 1969a, p. 175, 176.

**Chayes F.** Rhyolites of the oceanic islands.— "Carn. Inst. Wash. Year Book 68", 1969b, p. 177.

**Chayes F., Metais D.** Oceanic-island and circumoceanic basalts.— "Carn. Inst. Wash. Year Book 63", 1964, p. 179—182.

**Chemical** geology, 1969, v. 4, № 1/2, 371 p.

**Clark S. P., Ringwood A. E.** Density distribution and constitution of the mantle.— "Rev. Geophys.", 1962, v. 2, p. 35—88.

**Cohen L. H., Ito K., Kennedy G. C.** Melting and phase relationships of an anhydrous natural basalt to 40 kilobars.— "Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 87", 1966, p. 35.

**Cohen L. H., Ito K., and Kennedy G. C.** Melting and phase relations in an anhydrous basalt to 40 kilobars.— "Amer. J. Sci.", 1967, v. 265, № 6, p. 475—518.

**Coombs D. S.** Lower grade mineral facies in New Zealand.— 21th. Intern. Geol. Congr., Proc. of Sec. P13. Copenhagen, 1960, p. 339—351.

**Coombs D. S., Ellis A. J., Fyfe W. C., Taylor A. M.** The zeolite facies, with comments on the interpretation of hydrothermal syntheses.— "Geochim. et Cosmochim. Acta", 1959, v. 17, № 1, 2, p. 53—107.

**Cox K. G., Gass I. G., Mallick D. I. J.** The peralkaline volcanic suite of Aden and little Aden, South Arabia.— "J. Petrol.", 1970, v. 11, № 3, p. 433—462.

**Cummings D. a. Shiller G. I.** Isopach map of the Earth's crust.— "Earth. Sci. Rev.", 1971, v. 7, № 2, p. 97—125.

**Currie K. L.** On the solubility of albite in supercritical water in the range 400 to 600°C and 750 to 3500 bars.— "Amer. J. Sci.", 1968, v. 266, p. 321—341.

**Daly R. A.** The geology of American Samoa.— "Carn. Inst. Wash. Publ.", 1924, v. 340.

**Daly R. A.** The geology of Ascension Island.— "Proc. Amer. Acad. Arts. Sci.", 1925, v. 60, p. 1—80.

**Daly R. A.** The geology of St. Helena Island.— "Proc. Amer. Acad. Arts. Sci.", 1927, v 62, p. 31—92.

**Dash B. P., Bosshard E.** Crustal studies around the Canary Islands.— In: Upper Mantle (Geological Processes). Intern. Geol. Congr. XXIII Sess. Prague, 1968, p. 15.
**Daugherty F. W.** La Cueva intrusive complex and dome, northern Coahuila, Mexico.— "Bull. Geol. Soc. Amer.", 1963, v. 74, №12, p. 1429—1438.
**Davis B. T. C.** The system diopside — forsterite — pyrope at 40 kilobars.— "Carn. Inst. Wash. Year Book 63", 1964, p. 165—171.
**Davis B. T. C. and Schairer J. F.** Melting relations in the join diopside — forsterite — pyrope at 40 kilobars and at one atmosphere.— "Carn. Inst. Wash. Year Book 64", 1965, p. 123—125.
**Dawson J. B.** A review of the geology of kimberlite.— In: Ultramafic and related rocks. N. Y., Lond., Synd., 1967, p. 241—251.
**Dontsova E. I.** Distribution of oxygen isotopes in minerals and rocks and the problem of their genesis.— In: Geochemistry. Intern. Geol. Congr., XXVIII Sess. Prague, 1968, p. 67—78.
**Eggler D. H.** Water-saturated and undersaturated melting relations in a Paricutin andesite and an estimated water content in the natural magma.— "Contr. Mineral. and Petrol.", 1972, v. 34, № 4.
**Eckhardt F. J.** Die Spilitisierung basischer Vulkanite.— "N. Jb. Mineral. Mh.", 1971, Hf. 2, S. 45—57.
**Ellis A. J.** The solubility of calcite in sodium chloride solutions at high temperatures.— "Amer. J. Sci.", 1963, v. 261, p. 259—267.
**Emslie R. F., Lindsley D. H.** Experiments bearing on the origin of anorthositic intrusions.— "Carn. Inst. Wash. Year Book 67", 1968, p. 108—111.
**Engel A. E. J., Engel C. G.** Composition of basalts from the Mid-Atlantic Ridge.— "Sci.", 1964a, v. 144, № 3624, p. 1330—1333.
**Engel A. E. J., Engel C. G.** Igneous rocks of the East Pacific Rise.— "Sci.", 1964b, v. 146, № 3643, p. 477—485.
**Engel C. G., Engel A. E. J.** Basalts dredged from the Northeast Pacific Ocean.— "Sci.", 1963, v. 140, № 3753, p. 1321—1323.
**Epstein S., Taylor H. P.** Variation of $O^{18}/O^{16}$ in Minerals and rocks.—In: Ultramafic and related rocks. N. Y., Lond., Sydn, 1967.
**Ermanovisc I. E., Edgar A., Currie K. L.** Evidence bearing on the origin of the Belleoram stock, Newfoundland.— "Canad. J. Earth. Sci.", 1967, v. 4, № 3, p. 413—432.
**Ernst T., Mörtel H.** *Die Restausscheidung tholeiitischer Basalte des "Maintrapps".*— "N. Jb. Mineral. Mh.", 1969, Hf. 8, S. 362—378.
**Euler R., Hellner E.** Hydrothermale und röntgenographische Untersuchungen an gesteinbildenden Mineralen.— "Geochim. et Cosmochim. Acta", 1958, v. 13, № 2/3, p. 220.
**Ewart A., Green D. C., Carmichael I. S. E., Brown F. H.** Voluminous low temperature rhyolitic magmas in New Zealand.— "Contr. Mineral. and Petrol.", 1971, v. 33, № 2, p. 128—144.
**Ewart A., Taylor S. R., Capp A. C.** Trace and minor element geochemistry of the rhyolitic volcanic rocks, Central North Island, New Zealand.— "Contr. Mineral. and Petrol.", 1968, v. 18, № 1, p. 76—104.
**Ewart A., Taylor S. R.** Trace element geochemistry of the rhyolitic volcanic rocks, Central North Island, New Zealand. Phenocryst data.— "Contr. Mineral. and Petrol.", 1969, v. 22, № 2, p. 127—146.
**Fenner C. N.** The Katmai magmatic province.— "J. Geol.", 1926, v. 31, № 7, pt. 2, p. 673—772.
**Ferguson J., Currie K. L.** Evidence of liquid immiscibility in alkaline ultrabasic dikes at Callander Bay, Ontario.— "J. Petrol.", 1971, v. 12, № 3, p. 561—586.
**Fiala F.** Silurské u devonské diabasy Barradienu.— "Sborn. geol. ved. Geologie", r. G., sv. 17, 1970, S. 7—90.
**Fiala F.** Ordovický diabasový vulkanismus a biotitické lamprofyry Barradienu.— "Sborn. geol. ved. Geologie", r. G, sv. 19, 1971a, S. 7—98.
**Fiala F.** The Upper Proterozoic and Lower Paleozoic geosynclinal volcanism of the Barrandian area and the Zelezne Hory Mts.— "Krystalinikum", 1971b, № 8, p. 7—26.
**Fitton J. G.** The generation of magmas in island arcs.— "Earth. Planet. Sci. Lett.", 1971, v. 11, № 1, p. 63—67.
**Fitton J. G. a. Hughes D. J.** Volcanism and plate tectonics in the British Ordovician.— "Earth. Planet. Sci. Lett.", 1970, v. 8, № 3, p. 223—228.
**Frisch T.** The detailed mineralogy and significance of an olivine — two — pyroxene gabbro nodule from the alkali basalt volcano, Lanzarote, Canary Islands. Symposium on Volcanoes and Their Roots. Oxford, 1969, p. 9.
**Frisch T., Schmincke H. U.** Petrology of clinopyroxene — amphibole inclusions from the Rogue Nublo Volcanics, Gran Canaria, Canary Islands.— "Bull. Volcanol.", 1970, Bd. XXXIII, F. 4, B. V, p. 1073—1088.
**Fudaly R. F.** Experimental data bearing on the paragenesis of two Hawaiian basalts from Kilauea Volcano. Minéral Sci. Investigations, 1969—1971.— "Smitsonian Contr. Earth. Sci.", 1972, № 9, p. 33—42.
**Fuster J. M., Paez A., Sagredo S.** Significance of basic and ultramafic rock inclusions in the basalts of Canary Islands.— "Bull. Volcanol.", 1970, Bd. XXXIII, F. 3, B. V., p. 665—693.

**Gandy M. K.** Melting relations of some cale — alkaline lavas from the Eastern Sidlaw Hills, Perthshire.— "Earth. Planet. Sci. Lett.", 1973, v. 19, № 2, p. 230—234.
**Gast P. W.** Isotope geochemistry of volcanic rocks.— In: Basaltic Rocks. N. Y., 1966.
**Gast P. W.** Dispersed elements in oceanic volcanic rocks.— "Phys. Earth. Planet. Interiors:", 1970, v. 3, p. 246.
**Genesis** of mineral and thermal waters. XXIII Sess, of Intern. Geol. Congr., Proc. of Sympos. *II. Prague, 1968*, p. *212*.
**Gibbon D. I. and Wyllie P. J.** Experimental studies of igneous rock. series.— "J. Geol.", 1969, v. 77, № 2, p. 221—239.
**Gibson I. L.** Origin of some Iselandic pitchstones.— "Lithos", 1969, v. 2, p. 343—349.
**Gilluly J.** Volcanism, tectonism, and plutonism in the Western United States.— "U. S. Geol. Surv., Denver, Colorado", 1965, № 80, N. Y., p. 69.
**Gilluly J.** Plate tectonics and magmatic evolution.— "Geol. Surv. Amer. Bull.", 1971, v. 82, № 9, p. 2383—2396.
**Goranson R. W.** Solubility of water in granite magmas.— "Amer. J. Sci.", 1931, v. 22, p. 481—502.
**Grasso V. G.** The $TiO_2$ frequency in volcanic rocks.— "Geol. Rundshau", 1967, Bd. 57, Hf. 3, S. 930—935.
**Green D. H.** Effects of high pressure on basaltic rocks.— In: Basalts. V. 1. N. Y., Lond., Sydn., 1967, p. 401—444.
**Green D. H.** The origin of basaltic and nephelinitic magmas in the earth's mantle.—"Tectonophys.", 1969, v. 7, № 5, 6, p. 409—422.
**Green D. H.** A review on experimental evidence on the origin of basaltic and nephelinitic magmas.— "Phys. Earth Planet. Interiors.", 1970, v. 3, p. 221—235.
**Green D. H.** Conditions of melting of basanite magma from garnet peridotite.— "Earth. Planet. Sci Lett.", 1973a, v. 17, № 2, p. 456—465.
**Green D. H.** Contrasted melting relations in a pyrolite upper mantle under mid — ocean ridge, stable crust and island arc environments.— "Tectonophys.", 1973b, v. 17, № 3, p. 285—297.
**Green D. H., Hibberson W.** Experimental duplication of conditions of precipitation of high — pressure phenocrysts in a basaltic magma.— "Phys. Earth. Planet. Interiors", 1970a, v. 3, p. 247—254.
**Green D. H., Hibberson W.** The instability of plagioclase in peridotite at high pressure.— "Lithos", 1970b, v. 3, № 3, p. 209—221.
**Green D. H., Ringwood A. E.** The origin of basalt magmas.— In: The Earth's Crust and garnet peridotite and their relevance in upper mantle structure.— "Earth. Planet. Sci. Lett.", 1967, v. 3, № 2, p. 151—160.
**Green D. H. Ringwood A. E.** The origin of basalt magmas.— In: The Earth's Crust and Upper Mantle. Washington, 1969, p. 489—495.
**Green D. H., Ringwood A. E.** Mineralogy of peridotitic compositions under upper mantle conditions.— "Phys. Earth. Planet. Interiors", 1970, 3, p. 359—371.
**Green D. H., Ringwood A. E.** A comparison of recent experimental data on the gabbro-garnet granulite-eclogite transition.— "J. Geol.", 1972, v. 10, № 3, p. 277—288.
**Green T. H.** Crystallization of calc-alkaline andesite under controllend high-pressure hydrous conditions.— "Contr. Mineral. and Petrol.", 1972, v. 34, № 2, p. 150—166.
**Green T. H., Ringwood A. E.** Crystallization of basalt and andesite under high-pressure hydrous conditions.— "Earth. Planet. Sci. Lett.", 1968, v. 3, № 5, p. 481—489.
**Green T. H., Ringwood A. E.** Crystallization of garnet — bearing rhyodacite under high-pressure hydrous conditions.— "J. Geol. Soc. Austral.", 1972, v. 19, pt. 2, p. 203—212.
**Greig J. W.** Immiscibility in silicate melts.— "Amer. J. Sci.", 1927, v. 13, p. 133—154.
**Gupta A. K.** The system forsterite-diopside-akermanite-leucite and its significance in the origin of potassium — rich mafic and ultramafic volcanic rocks.— "Amer. Mineralog.", 1972, v. 57, № 7, 8, p. 1242—1259.
**Hall A.** The relationship between geothermal gradient and the composition of granite magmas in orogenic belts.— "Contr. Mineral. and Petrol.", 1971, v. 32, № 3, p. 186—192.
**Hamilton D. L., Anderson G. M.** Effects of water and oxygen pressures on the crystallization of basaltic magmas.— In: Basalts. V. 1. N.— Y., Lond., Sydn., 1967, p. 445—482.
**Hamilton D. L., Burnham C. W., Osborn E. F.** The solubility of water and effects of oxygen fugacity and water content on crystallization in mafic magmas.— "J. Petrol.", 1964, v. 5, № 1, p. 21—39.
**Hamilton D. L., McKenzie W. S.** Phase equilibrium studies in the system $NaAlSiO_4$ (nepheline) — $KAlSiO_4$ (kalsilite) — $SiO_2$ — $H_2O$.— "Mineralog. Mag.", 1965, v. 34, № 268, p. 214—231.
**Hamilton W.** Silicic differentiates of lopolites. XXI Sess. of Intern. Geol. Congr. Copenhagen, *1960*, p. *59—67*.
**Hamilton W.** Origin of high alumina basalt, andesite and dacite magmas.— "Sci.", 1964, v. 146, p. 635—637.
**Hamilton W.** Geology and petrogenesis of the Island Park Caldera of rhyolite and basalt Eastern Idaho. Washington, 1965, 37 p.
**Hamilton W., Myers W. B.** The nature of batholites. Geol. Surv. Profess. Paper 554-C. Washington, 1967, 30 p.

**Harada K., Umeda M., Nagashima K.** Hydrothermal reactions of some zeolites.— "Jap. J. Geol. and Geogr.", 1971. v. 41, № 2—4, p. 33—40.
*Harker A. The natural history of igneous rocks. London, 1909, 384 p.*
**Harris P. G.** Comments on a paper by F. Chayes "Relative abundance of intermediate members of the oceanic basalt-trachyte association".— "J. Geophys. Res.", 1963, v. 68, № 17, p. 5103—5107.
**Hart R.** Chemical exchange between sea water and deep ocean basalts.— "Earth. Planet. Sci. Lett.", 1970, v. 9, № 3, p. 269—279.
**Hart S. R., Nalwalk A. J.** K, Rb, Cs and Sr relationship in submarine basalts from the Puerto Rico trench.— "Geochim. et Cosmochim. Acta", 1970, v. 34, № 2, p. 145—156.
**Hawley J., Pytkowicz R. M.** Solubility of calcium carbonate in seawater at high pressures and 2°C.— "Geochim. et Cosmochim. Acta", 1969, v. 33, № 12, p. 1557—1560.
**Hay R. L.** Zeolites and zeolitic reactions in sedimentary rocks.— "Geol. Soc. Amer. Spec. Paper.", 1966, v. 85, p. 130.
**Hill D. P., Kinoshita W. T.** Crustal structure of Hawaii from seismic — refraction measurements.— "Geol. Soc. Amer. Spec. Paper.", 1965, № 87, p. 335—336.
**Hill R. E. T., Boettcher A. L.** Water in the earth's mantle.— "Sci.", 1970, v. 167, № 3920, p. 980, 981.
**Hitchon C. S.** The "solubility" of silica.— "Econ. Geol.", 1945, v. 40, № 5, p. 361—365.
**Hitchon B., Friedman I.** Geochemistry and origin of formation waters in the Western Canada sedimentary basin. I. Stable isotopes of hydrogen and oxygen.— "Geochim. et Cosmochim. Acta", 1969, v. 33, № 11, p. 1321—1350.
**Hodge D. S., Smith B. D., Smithson S. B.** Quantative geophysical study of petrogenesis of syenites related to Laramie anorthosite, Wyoming, USA.— "Lithos", 1970, v. 3, № 3, p. 237—250.
**Holloway I. R., Burnham C. W.** Melting relations of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure.— "J. Petrol.", 1972, v. 13, № 1, p. 1—30.
**Huang W. L., Wyllie P. J.** Melting relations of muscovite granite to 35 kbar as a model for *fusion of metamorphosed subducted oceanic sediments.*— "Contr. Mineral. and Petrol.", 1973, v. 42, № 1, p. 1—14.
**Hubbard N. J.** A chemical comparison of oceanic ridge, Hawaiian tholeiitic and Hawaiian alkalic basalts.— "Earth. Planet. Sci. Lett.", 1969, v. 5, № 5, p. 346—352.
**Hurry W. T., Emelens C. H.** Mineral layering in some granite intrusions of SW Greenland. 21th Sess. Intern. Geol. Congr. Pt. XIV. Norden, 1960, p. 172, 181.
**Iannello P.** The Bushveld granites around Rooiberg, Transvaal, South Africa.— "Geol. Rundschau", 1971, Bd. 60, Hf. 2, p. 630—655.
**Ito K., Kennedy G. C.** Melting and phase relations in a natural periodotite to 40 kilobars.— "Am. J. Sci.", 1967, v. 265, № 6, p. 519—538.
**Ito K., Kennedy G. C.** Melting and phase relations in the plane tholeiite.— "lerzolite — nepheline basanite to 40 kilobars with geological implications.— "Contr. Mineral. and Petrol.", 1968, v. 19, № 3, p. 177—211.
**Ito K., Kennedy G. C.** *The fine structure of the basalte — eclogite transition. Symposium on* the Mineralogy and Petrology of the Upper Mantle.— "Mineral. Soc. Amer. Spec. Pap.", 1970, № 3, p. 10—15.
**Jagi K., Onuma K.** The join $CaMgSi_2O_6$ — $CaTiAl_2O_6$ and its bearing on the titanaugites.— "J. Fac. Sci. Hokkaido Univ.", 1967, v. 13, p. 463—483.
**Jakeŝ P., Gill J.** Rare earth elements and the island arc tholeiitic series.— "Earth. Planet. Sci. Lett.", 1970, v. 9, № 1, p. 17—28.
**Jakeŝ P., Smith I. E.** High potassium calc — alkaline rocks from Cape Nelson, Eastern Papua.— "Contr. Mineral. and Petrol.", 1970, v. 28, № 4, p. 259—271.
**Jakeŝ P., White A. J. R.** Structure of the Melanesian arcs and correlation with distribution of magma types.— "Tectonophysics", 1969, v. 8, № 3, p. 223—236.
**Jakeŝ P., White A. J. R.** Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas.— "Geol. Soc. Amer. Bull.", 1972, v. 83, № 1, p. 29—40.
**Jameŝ R. S., Hamilton D. L.** Phase relations in the sistem $NaAlSi_3O_8$ — $KAlSi_3O_8$ — $CaAl_2Si_2O_8$ — $SiO_2$ at 1 kilobar water vapour pressure.— "Contr. Mineral. and Petrol.", 1969, v. 21, № 2, p. 111—141.
**Jamieson B. G., Clarke D. B.** *Potassium and associated elements in tholeiitic basalts.*— "J. Petrol.", 1970, v. 11, № 2, p. 183—204.
**Johannsen A. A.** Suggestions for quantative mineralogical classification of igneous rocks.— "J. Geol.", 1917, v. 27, № 8, p. 1—62.
**Johnson G. L., Lowrie A.** Cocos and Carnegie ridges result of the Galapagos "hot spot"? — "Earth. Planet. Sci. Lett.", 1972, v. 14, № 2, p. 279, 280.
**Keller J.** Origin of rhyolites by anatectic melting of granitic crustal rocks.— "Bull. Volcanol.", 1970, Bd. XXIII, F. 3, B. V, S. 942—959.
**Kennedy G. C.** A portion of the system silica-water.— "Econ Geol.", 1950, v. 45, p. 629—653.
**Kennedy G. C.** The origin of continents, mountain ranges, and ocean basins.— "Amer. Sci.", 1959, v. 47, № 4, p. 491—504.
**Kennedy G. C., Ito K.** Comments on: "A comparison of recent experimental data on the gabbro — garnet granulite — eclologite transition".— "J. Geol.", 1972, v. 80, № 3, p. 289—292.

**Kennedy W. Q.** Crustal layers and the origin of magmas.— "Bull. volcanol. Ser. 2", 1938, Bd. 3, p. 23—92.
**Khitarov N. I., Slutsky A. B., Pugin V. A.** Electrical conductivity of basalts at high T — P and phase transitions under upper mantle conditions.— "Phys. Earth. Planet. Inter.", 1970. v. 3, p. 334—342.
**Kikuchi J.** The relation between quantity of liquid phase and its chemical composition during crystallization differentiation.— "J. Geol. Soc. Jap.", 1970, v. 76, № 6, p. 275—282.
**Knopoff L.** The upper mantle of the earth.— "Sci.", 1969, v. 163, № 3873, p. 1277—1287.
**Kornprobst J.** Peridotites and pyroxenites from Beni Bouchera (Morocco): An experimental investigation between 1100 and 1550°C, from 15 to 30 kilobars dry pressure.— "Contr. Mineral. and Petrol.", 1970, v. 29, № 4, p. 290—309.
**Krauskopf K.** Introduction to geochemistry.— In: Intern. Series in the Earth and Planetary Sciences. 1967.
**Kuno H.** Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas.— "Bull. Volcanol. Ser. 2", 1959, Bd. XX, B. 5, S. 37—76.
**Kuno H.** High-alumina basalt.— "J. Petrol.", 1960, v. 1, p. 121—145.
**Kuno H.** Volcanological and petrological evidences regarding the nature of the upper mantle.— In: The Earth's Mantle. Lond., N. Y., 1967, p. 89—110.
**Kuno H.** Plutonic inclusions in volcanic rocks.— In: Symposium on Volcanoes and their roots. Oxford, 1969, p. 1.
**Kushiro T.** The system diopside-forsterite-enstatite at 20 kilobars.— "Carn. Inst. Wash. Year Book 63", 1964, p. 101—108.
**Kushiro I.** Stability of amphybole and phlogopite in the upper mantle.— "Carn. Inst. Wash. Year Book 68", 1969, p. 245.
**Kushiro I.** Effect os water on the composition of magmas formed at high pressures.— "J. Petrol.", 1972, v 13, № 2, p. 311—334.
**Kushiro I.** Origin of some magmas in oceanic and circum — oceanic regions.— "Tectonophys.", 1973, v. 17, № 3, p. 211—222.
**Kushiro I., Shimizu N., Nakamura Y., Akimoto S.** Compositions of coexisting liquid and solid phases formed upon melting of natural garnet and spinel lherzolites at high pressures: A preliminary report.— "Earth. Planet. Sci. Lett.", 1972, v. 14, p. 19—25.
**Kushiro I., Syono Y., Akimoto S.** Melting of a peridotite nodule at high pressures and high water pressures.— "J. Geoph. Res.", 1968, v. 73, № 18, p. 6023—6029.
**Kushiro I., Thompson R. N.** Origin of some abyssal tholeites from the Mid — Atlantic Ridge.— "Carn. Inst. Wash. Year. Book, 71", 1972, p. 403—405.
**Kushiro I., Yoder H. S.** The reactions between forsterite and anorthite at high pressures.— "Carn Inst. Wash. Year Book 64", 1965, p. 89—94.
**Kushiro I., Yoder H. S., Nishikawa M.** Effect of water on the melting of enstatite.— "Bull. Geol. Soc. Amer.", 1968, v. 79, № 12, p. 1685—1692.
**Kutolin V. A., Frolova V. M.** Petrology of ultrabasic inclusions from basalts of Minusa and Transbaikalian regions (Siberia, USSR).— "Contr. Mineral. and Petrol.", 1970, v. 29, № 2, p. 163—179.
**Lambert J. B., Wyllie P. J.** Stability of hornblende and a model for the low velocity zone.— "Nature", 1968, v. 219, № 5160, p. 1240.
**Iambert J. B., Wyllie P. J.** Beginning of melting in the upper mantle and the nature of the low velocity layer.— "Phys. Earth Planet. Interiors", 1970, v. 3, p. 316—322.
**Lambert J. B., Wyllie P. J.** Low-velocity zone of the earth mantle: Incipient melting caused by water.— "Sci.", 1970, v. 169, № 3947, p. 764—766.
**Langseth M. G., Hersen R. P.** Heat flow through the floor of the World Oceans.— In: The Sea. V. 4, Pt. 1. N. Y., Lond., Sydn., Toronto, 1970, p. 229—352.
**Lindgren W.** Differentiation and ore deposition.— In: Ore deposits of the Western States. N. Y., 1933, p. 3—30.
**Lindsley D. H.** P — T projection for part of the system kalsilite — silica.— "Carn. Inst. Wash. Year Book 65", 1966a, p. 244—246.
**Lindsley D. H.** Melting relations of potassium feldspar up to 40 kilobars.— "Carn. Inst. Wash. Year. Book 65", 1966b, p. 204.
**Lindsley D. H., Emslie R. F.** Effect of pressure on boundary curve in the system diopside — albite — anorthite.— "Carn. Inst. Wash. Year Book 66", 1967. p. 479—480.
**Lofgren G.** Experimental devitrification rate of rhyolite glass.— "Geol. Soc. Amer. Bull." 1970, v. 81, № 2, p. 553—560.
**Lith W. C.** Studies in the system $KAlSiO_4 — Mg_2SiO_4 — SiO_2 — H_2O$: 1. Inferred phase relations and petrologic applications.— "J. Petrol.", 1967a v. 8, № 3, p. 372—416.
**Luth W. C.** The influence of pressure on the composition of eutectic liquids in the binary systems sanidine-silica and albite-silica.— "Carn. Inst. Wash. Year Book 66", 1967b, p. 480—484.
**Luth W. C., Jahns R. H., Tuttle O. F.** The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars.— "J. Geophys. Res.", 1964, v. 69, № 4, p. 759—773.
**Maale S.** The significance of the melting interval of basaltic magmas at various pressures.— "Geol. Mag.", 1973, v. 110, № 2, p. 103—112.
**Macdonald G. A.** Hawaiian petrographic province.— "Geol. Soc. Amer. Bull.", 1949, v 60, p. 1541—1596.
**Macdonald G. A.** Volcanology.— "Sci", 1961, v. 133, № 3454, p. 673.

**Macdonald G. A.** Relative abundance of intermediate members of the oceanic basalt-trachyte association. A discussion.— "J. Geophys. Res.", 1963, v. 68, № 17, p. 5100—5102.
**Macdonald G. A.** Composition and origin of Hawaiian lavas.— In: Studies in Volcanology.— "Geol. Soc. Amer. Memoir. Ser. 116", 1968, p. 477—522.
**Macdonald R., Bailey D. K., Sutherland D. S.** Oversaturated peralkaline glassy trachytes from Kenia.— "J. Petrol.", 1970, v. 11, № 3, p. 507—518.
**Macdonald R., Gibson I. L.** Pantelleritic obsidians from the Volcano Chabbi (Ethiopia).— "Contr. Mineral. and Petrol.", 1969, v. 24, № 3, p. 239—244.
**McGregor I. D.** The system $MgO - SiO_2 - TiO_2$ and its bearing on the distribution of $TiO_2$ in basalts.— "Amer. J. Sci.", 1969, v. 267-A, p. 342—363.
**McKenzie D. E., White A. J. R.** Phonolite globules in basanite from Kiandra, Australia.— "Lithos", 1970, v. 3, № 4, p. 309—318.
**McKenzie W. S.** The system. $NaAlSiO_4 - NaAlSi_3O_8 - H_2O$.— *Carn Inst. Wash. Year.* Book 54, 1955, p. 124.
**Manson V.** Geochemistry of basaltic rocks: Major elements.— In: Basalts. V. 1. N. Y., Lond., Sydn., 1967, p. 215—270.
**Marinelli G., Mittemperger** — On the genesis of some magmas of typical Mediterranean (potassic) suits.— "Bull. Volcanol", 1966, Bd. 29, B. V, S. 113—140.
**Martin R. F.** The hydrothermal synthesis of low albite.— "Contr. Mineral. and Petrol.", 1969, v. 23, № 4, p. 323—339.
**Mason B.** Principles of Geochemistry. 2-nd ed. N. Y., 1958, 276 p.
***Matsumoto T.*** *Pressure effects on phase equilibria in some principal rock-forming minerals* — Proposal of a model regarding the origin of primary magmas.— "J. Geosci Osaca city Univ.", 1963, № 7, p. 81—96.
**McBirney A. R.** Andesitic and rhyolitic volcanism of orogenic belts.— In: The Earth's Crust and Upper Mantle. Washington, 1969, p. 501—507.
**McBirney A. R., Gass I. G.** Relations of oceanic volcanic rocks to mid-oceanic rises and heat flow.— "Earth. Planet. Sci. Lett.", 1967, v. 2, № 4, p. 265—276.
**McCall G. J. H.** Gabbroic and ultramafic nodules; high level intracrustal nodular occurences in alkalic and associated volcanics from Kenia, described and compared with those of Hawaii.— "Phys. Earth. Planet. Interiors", 1970, v. 3, p. 255—272.
**McGetchin T. R., Silver L. T.** A crustal — upper mantle model for the Colorado plateau based on observations of crystalline rock fragments in a kimberlite dike.— "Phys. Earth. Planet. Interiors", 1969, v. 3, p. 471—474.
**Mehnert K. R.** Migmatites and the origin of granite rocks. Amsterdam, Lond., N. Y., 1968, 393 p.
**Mehnert K. B., Büsch W., Schneider G.** Initial melting at grain boundaries of quartz and feldspar in gneisses and granulites.— "N. Jb. Miner., Mh.", Hf. 4, 1973, S. 165—182.
**Melson W. G., Thompson G.** Layered basic complex in oceanic crust, Romanche Fracture, Equatorial Atlantic Ocean.— "Sci.", 1970, v. 168, № 3933, p. 817—820.
**Melson W. G., Thompson G., Andel T. H. van.** Volcanism and metamorphism in the Mid-Atlantic Ridge, 22°N latitude.— "J. Geophys. Res.", 1968, v. 73, № 18, p. 5925—5942.
**Menard H. W.** Growth of drifting volcanoes.— "J. Geophys. Res.", 1969, v. 74, № 20, p. 4827—4837.
**Menard H. W., Smith S. M.** Hypsometry of ocean basin provinces.— "J. Geophys. Res.", 1966, v. 71, № 18, p. 4305—4326.
**Merrill R. B., Robertson J. K., Wyllie P. J.** Melting reactions in the system $NaAlSiO_3O_8 - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O$ to 20 kilobars compared with results for other feldspar — quartz — $H_2O$ and rock — $H_2O$ systems.— "J. Geol.", 1970, v. 78, № 5, p. 558—569.
**Middlemost E. A. K.** Classification and origin of the igneous rocks.— "Lithos", 1971, v. 4, № 2, p. 105—130.
**Middlemost E. A. K.** Evolution of volcanic islands.— "Lithos", 1973, v. 6, № 2, p. 123—132.
**Middlemost E. A. K., Romey W. D.** A graphic story of magmatic differentiation.— "Lithos", 1968, v. 1, № 3, p. 242—263.
**Miller J. P.** A portion of the system calcium carbonate — carbon dioxide — water, with geological implications.— "Amer. J. Sci.", 1952, v. 250, № 3, p. 161—203.
**Millhollen G. L., Wyllie P. J., Burnham C. W.** Melting relations of $NaAlSi_3O_8$ to 30 kiiobars in the presence of $H_2O : CO_2 = 50 : 50$ vapor.— "Amer. J. Sci." 1971, v. 271, N 5, p. 473—480.
**Mineral** and thermal waters of the world, A — Europe. XXIII Session of Intern. Geol. Congr. Proceedings of Symposium II. Prague, 1968a, 177 p.
**Mineral** and thermal waters of the world, B — Oversea countries. XXIII Session of Intern. Geol. Congr. Proceedings of Symposium II. Prague. 1968b. 304 p.
**Miyashiro A.** Metamorphism of mafic rocks.— In: Basalts. V. 2. N. Y., Lond., Sydn., 1968, p. 799—835.
***Miyashiro A., Shido F.*** *Progressive metamorphism in zeolite assemblages.*— "*Lithos*", *1970*, v. 3, № 3, p. 251—260.
**Miyashiro A., Shido F., Ewing M.** Diversity and origin of abyssal tholeite from the Mid — Atlantic Ridge near 24° and 30° North latitude.— "Contr. Mineral. and Petrol.", 1969, v. 23, № 1, p. 38—52.
**Mohr P. A.** Ethiopian rift and plateaus: Some volcanic petrochemical differences.— "J. Geophys. Res.", 1971, v. 76, № 8, p. 1967—1984.
**Moor J. G.** K/Na ratio of Cenozoic igneous rocks of the Western United States.— "Geochim. et Cosmochim. Acta", 1962, v. 26. p. 101—130.

**Moore J. G.** Petrology of deep-sea basalt near Hawaii.— "Amer. J. Sci.", 1965, v. 263, № 1, p. 40—52.
**Moore J. G.** Rate of plagonitization of submarine basalt adjacent to Hawaii. US Geol. Surv. Profess. Paper IV, Chapt. D., 1966, 26 p.
**Moore J. G.** Water content of basalt erupted on the ocean floor.— "Contr. Mineral and Petrol.", 1970a, v. 28, № 4, p. 272—279.
**Moore J. G.** Pillow lava in a historic lava flow from Hulalai volcano, Hawaii.— "J. Geol.", 1970b, v. 78, № 2, p. 239—242.
**Morey G. W.** The solubility of solids in gases.— "Econ. Geol.", 1957, v. 52, p. 225—251.
**Morey G. W., Chen W. T.** The action of hot water on some feldspars.— "Amer. Mineral.", 1955, v. 40, p. 966—1000.
**Morey G. W.. Hesselgesser J. M.** The system $H_2O$ — $Na_2O$ — $SiO_2$ at 400° C.— "Amer. J. Sci. Bowen Vol.", 1952, p. 343—372.
**Morse S. A.** Feldspars.— Carn. Inst. Wash. Year Book 67, 1968a, p. 120—125.
**Morse S. A.** Syenites.— Carn. Inst. Wash. Year Book 67, 1968b, p. 112—119.
**Muffler L. J. P., Short J. M.. Keith T. E. C., Smith W. C.** Chemistry of fresh and altered basaltic glass from the Upper Triassic Hound Island volcanics, Southeastern Alaska.— "Amer. J. Sci.", 1969, v. 267, № 2, p. 196—209.
**Muffler L. J. P., White D. E.** Origin of $CO_2$ in the Salton Sea geothermal system. Southeastern California, U. S. A. XXIII Sess. of Intern. Geol. Congr., V. 17, Prague, 1968, p. 385.
**Muir I. D., Tilley C. E.** Mugearites and their place in alkaline igneous rock series.— "J. Geol.", 1961, v. 69, p. 186—203.
**Murase T.** Viscocity and related properties of volcanic rocks at 800° to 1400° C.— "Hokkaido Univ. J. Sci.", Ser. VII", 1962, v. 1, p. 487—584.
**Murase T., McBirney A. R.** Viscosity of lunar lavas.— "Sci.", 1970, v. 167, № 3924, p. 1491.
**Murray C. G.** *Magma genesis and heat flow: differences between mid-oceanic ridges and* African Rift Valleys.— "Earth. Planet. Sci. Lett", 1970, v. 9, № 1, p. 34—38.
**Nicholls J.** a. Carmichael J. S. E. Peralkaline acid liquids: a petrological study.— "Contr. Mineral. and Petrol.", 1969, v. 20, № 3, p. 268—294.
**Nicholls J., Carmichael J. S. E., Stormer J. C.** Jr. Silica activity and $P_{total}$ in igneous rocks.— "Contr. Mineral. and Petrol.", 1971, v. 33, № 1, p. 1—20.
**Nicholls I. A., Ringwood A.** Effect of water on olivine stability in tholeiites and the production of silica-saturated magmas in the island-arc environment.— "J. Gool.", 1973, v. 81, № 3, p. 285—300.
**Nieuwenkamp W.** Oceanic and continental basalts in the geochemical cycle.— "Geol. Rundschau", 1968, Bd. 57, Hf. 2, S. 362—371.
**Nishinkawa M., Kushiro I., Uyeda S.** Stability of natural hornblende at high water pressures. Preliminary experiments.— "Jap. J. Geol. and Geograph.", 1971, XLI, № 2—4, p. 41—50.
**Nitsch K. H.** Stability relations of parageneses containing prehnite and pumpellyite.— "Contr. Mineral. and Petrol.", 1971, v. 30, № 3, p. 240—260.
**Nockolds S. R.** The idea of contrasted differentiation: a reply.— "Geol. Mag.", 1936, v. 73, № 12, p. 529—535.
**Nockolds S. R.** Average chemical compositions on some igneous rocks.— "Bull. Geol. Soc. Amer.", 1954, v. 65, p. 1007—1032.
**O'Hara M. J.** The join diopside-pyrope at 30 kilobars.— "Carn. Inst. Wash. Year. Book. 62", 1963a, p. 116—118.
**O'Hara M. J.** Melting of garnet peridotite at 30 kilobars.— "Carn. Inst. Wash. Year Book 62", 1963b, p. 71—75.
**O'Hara M. J.** Melting of bimineralic eclogite at 30 kilobars.— "Carn. Inst. Wash. Year Book 62", 1963c, p. 76—77.
**O'Hara M. J.** Primary magmas and the origin of basalts.— "Scottish J. Geol.", 1965, v. 1, pt. 1, p. 19—40.
**O'Hara M. J.** The bearing of phase equilibria studies in synthetic and natural systems on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks.— "Earth. Sci. Rev.", 1968, v. 4, № 2, p. 69—133.
**O'Hara M. J.** Are ocean floor basalts primary magma? — "Nature", 1968, v. 220, № 5168, p. 683—686.
**O'Hara M. J.** Upper mantle composition inferred from laboratory experiments and observations of volcanic products.— "Phys. Earth. Planet. Interiors", 1970, v. 3, p. 236—245.
**O'Hara M. J., Yoder H. S.** Partial melting of the mantle.— "Carn. Inst. Wash. Year Book 62", 1963, p. 66—71.
**Osborn E. E., Tait D. B.** The system diopside-forsterite anorthite.— "Amer. J. Sci., Bowen Vol.", 1952, p. 413—434.
**Oxburgh E. R.** Petrological evidences for the presence of amphibole in the upper mantle and its petrogenetic and geophysical implications.— "Geol. Mag.", 1964, v. 101, № 1, p. 1—19.
**Packham G. H., Crook K. A. W.** The principle of diagenetic facies and some of its implications.— "J. Geol.", 1960, v. 68, № 4, p. 392—407.
**Pareek H. S.** Geological setting, petrography, and petrochemistry of the Darla Trap and

its comparative study with Mandi and Panjal Traps.— "J. Geol. India", 1973, v. 14, № 4, p. 355—368.
**Philpotts A. R.** Density, surface tension and viscosity of the immiscible phase in basic, alkaline magma.— "Lithos", 1972, v. 5, № 1, p. 1—18.
**Philpotts A. R., Hodgson C. J.** Role of liquid immiscibility in alkaline rock genesis. XXIII Sess. Intern. Geol. Congr. Proceed, Section 2. Prague, 1968, p. 60.
**Philpotts J. A., Schnetzler C. C., Hart S. R.** *Submarine basalts: Some* K, Rb, Sr, Ba. Rare-earth, $H_2O$ and $CO_2$ data bearing on their alteration modification by plagioclase, and possible sourse materials.— "Earth. Planet. Sci. Lett", 1969, v. 7, № 3, p. 293—299.
**Piwinskii A. J., Wyllie P. J.** Experimental studies of igneous rock series: A zoned pluton in the Wallowa batholith Oregon.— "J. Geol.", 1968, v. 76, № 2, p. 205—234.
**Platen H.** Kristallization granitischer Schmelzen.— "Beitr. Miner. und Petr.", 1965, Bd. 11, Hf. 4, S. 334—381.
**Platen H., Höllner H.** Experimentelle Anatexis des Stainzer Plattengneises von der Koralpe, Steiermark. bei 2, 4, 7 und 10 kb $H_2O$-Drück.— "N. Jb. Miner., Abh.', 1966, Bd. 106, Hf. 1, S. 106—130.
**Powers H. A.** Composition and origin of basaltic magma of the Hawaiian Islands.— "Geochim. et Cosmochim. Acta", 1955, v. 7, p. 77—107.
**Presnall D. C.** The geometrical analysis of partial fusion.— "Amer. J. Sci.", 1969, v. 267. № 10, p. 1178—1194.
**Pytkowicz R. M.** Calcium carbonate solubility in seawater at in situ pressures.— "Earth. Planet. Sci. Lett.", 1967, v. 2, № 5, p. 430—432.
**Ramberg H.** Origin of the metamorphic and metasomatic rocks. Chicago, 1965, 317 p.
**Reed J. C., Morgan B. A.** Chemical alteration and spilitization of the Catoctin greenstones, Shenandoah National Park, Virginia.— "J. Geol.", 1971, v. 79, № 5, p. 526—548.
**Richardson W. A., Sneesby H.** The frequency distribution of igneous rocks.— "Mineral. Mag.", 1922, v. 19, № 97.
**Ringwood A. E.** Genesis of the basalt-trachyte association.— "Beitr. Mineral und Petrogr.", 1959, Bd. 6, Hf. 3, S. 346—351.
***Ringwood* A. E.** *A model for the upper mantle.*— "J. *Geophys. Res.*", *1962*, v. 67, № 2, p. 857—868.
**Rittman A.** Die geologische bedingte Evolution und Differentiation des Somma-Vesuv Magmas.— "Zr. Vulkanol.", 1933, Bd. 15, Hf. 1, 2, S. 3—20.
**Rittman A.** Determination of serial index of volcanic rocks.— "Bull. Volcanol. Ser. 2", *1958*, Bd. *XIX*, S. *41*—45.
**Rittmann A.** Die Bimodalität des Vulkanismus und die Herkunft der Magmen.— "Geol. Rundschau", 1967, Bd. 57, Hf. 1, S. 277—295.
**Rittman A.** The probable origin of the high-alumina basalts.— In: Symposium on Volcanoes and Their Roots. Oxford, 1969, p. 262.
**Robertson J. K., Wyllie P. J.** Experimental studies on rock from the Deboullie stock, Northern Maine, including melting relations in the water-deficient environment.— "J. Geol.", 1971, v. 79, № 5, p. 549—571.
**Roedder E.** Low-temperature liquid immiscibility in system $K_2O$ — FeO — $Al_2O_3$ — $SiO_2$.— "Amer. Mineral.", 1954, v. 36, p. 282—287.
**Roedder E., Weiblen P. W.** Silicate liquid immiscibility in lunar magmas, evidenced by melt inclusions in lunar rocks.— "Sci.", 1970, v. 167, № 3918, p. 641—644.
**Rogers J.** Hydrothermal melting of some New Zealand greywackes and argillites.— "Bull. Volcanol.", 1966, Bd. 29, B. 5, S. 173—176.
**Ryka W.** Czarnokity z Podlasia.— "Inst. Geol. Polonica Bull.", 1969, Bd. 225, S. 109—220.
**Sakhno V. G., Govorov I. N.** Plutonic inclusions in volcanic lavas in connection with the problem of their roots (after the example of Pacific Belt).— Symposium of Volcanoes and Their Roots. Oxford, 1969, p. 22—23.
**Schairer J. F., Bowen N. L.** Preliminary report on equilibrium relations between feldspathoids, alkalifeldspars and silica.— "Trans. Amer. Geophys. Union", 16-th Amer. Meeting, 1935, p. 325—328.
**Schairer J. F., Bowen N. L.** Melting relations in the systems $Na_2O$ — $Al_2O_3$ — $SiO_2$ and $K_2O$ — $Al_2O_3$ — $SiO_2$.— "Amer. J. Sci.", 1947a, v. 245, p. 193—199.
**Schaired J. F., Bowen N. L.** The system anorthite — leucite — silica.— "Bull. Soc. Geol. Finl.", *1947b*, v. *20*, p. 67—87.
**Schairer J. F., Yoder H. S.** Crystal and liquid trends in simplified alkali basalts.—"Carn. Inst. Wash. Year Book 63", 1964, p. 65—73.
**Schairer J. F., Yoder H. S.** Critical planes and flow sheet for a portion of the system CaO — MgO — $Al_2O_3$ — $SiO_2$ having petrological applications.— "Carn. Inst. Wash. Year Book 68", 1969, p. 202.
**Schofield J. C.** Regional aspects Cainozoic volcanology in the North Island of New Zealand — Crustal fusion products intermediate magma.— "New Zealand J. Geol. and Geophys.", 1968. v. 11, № 2, p. 277—290.
**Schwertmann U.** Die Bildung von Eisenoxidmineralen.— "Fortschr. Mineral.", 1969, Bd. 46, Hf. 2, S. 274—285.
**Sclar C. B.** High pressure studies in the system MgO — $SiO_2$ — $H_2O$.— "Phys. Earth. Planet. Interiors", 1970, v. 3. p. 333.

**Seck H. A.** Alkali feldspar — liquid and alkali feldspar — liquid — vapor relationships at pressures of 5 and 10 kbar.— N. Jb. Miner., Abh.", 1971a, Bd. 115, Hf. 2, S. 140—163.

**Seck H. A.** Koexistierende Alkalifeldspäte und Plagioklase im System $NaAlSi_3O_8$ — $KAlSi_3O_8$ — $CaAl_2Si_2O_8$ — $H_2O$ bei Temperaturen von 650°C. bis 900°C.— N. Jb. Mineral. Abh.", 1971b, Bd. 115, Hf. 3, S., 315—345.

**Segnit E. R., Holland H. D., Biscardy C. J.** The solubility of calcite in aqueous solutions. I. The solubility of calcite in water between 75° and 200° at $CO_2$ pressure up to 60 atm.— "Geochim. et Cosmochim. Acta", 1962, № 26, p. 1301—1332.

**Seifert F., Schreier W.** Die Möglickhkeit der Entstehung ultrabasischer Magmen bei Gegenwart geringer Alkalimengen.—"Geol. Rundschau", 1968, Bd. 57, Hf. 2, S. 349—361.

**Seki Y.** Alteration of bore-hole cores to mordenite — bearing assemblages in Atosanupuri active geotermal area, Hokkaido, Japan.— "J. Geol. Soc. Jap.", 1970, v. 76, № 12, p. 605—611.

**Seki Y.** Pumpellyite in low-grade metamorphism.— "J. Petrol.", 1961, v. 2, № 3, y. 407—423.

**Seki Y., Kennedy G. C.** The breal down of potassium feldspar $KAlSi_3O_8$ at high temperatures and high pressures.— "Amer. Mineral.", 1964, v. 49, № 11, 12, p. 1688—1706.

**Seliverstov V. A., Tsikunov A. G.** Ultrabasic volcanoclastic rocks of late cretaceous geosynclinal sequences of Valaginsky Belt (Eastern Kamchatka) and ultrabasic intrusion associated with them. Symposium on Volcanoes and Their Roots. Oxford. 1969, p. 180.

**Shand S. J.** Limestone and the origin of feldspatoidal rocks: An aftermath of the Geological Congress.— "Geol. Mag.", 1930, v. 67, p. 415—427.

**Shand S. J.** The present status of Daly's hipothesis of the alcaline rocks.— "Amer. J. Sci.", 1945, v. 234 — A, p. 495—507.

**Sharp W. E., Kennedy G. C.** The system $CaO — CO_2 — H_2O$ in the two-phase region calcite — aqueous solution.— "J. Geol.", 1965, v. 73, № 2, p. 391—403.

**Shaw H. R.** Comments on viscosity, crystal settling and convection in granite magmas.— "Amer. J. Sci.", 1965, v. 263, № 2, p. 120—152.

**Shaw H. R.** Mantle convection and volcanic periodicity in the Pacific; evidence from Hawaii.— "U. S. Geol. Surv. Bull.", 1973, v. 84, № 5, p. 1505—1526.

**Shaw H. R., Wright T. L., Peck D. L., Okamura R.** The viscosity of basaltic magma: an analysis of field mesurements in Makaopuhi Lava Lake, Hawaii.— "Amer. J. Sci.", 1968, v. 266, № 4, p. 255—264.

**Sheppard R. A., Gude A. J.** Diagenesis of tuffs in the Barstow formation, Mud Hills, San Bernardino county, California.— "U. S. Geol. Surv. Prof. Paper.", 1969, № 634, 34 p.

**Shido F., Miyashiro A.** Crystallization of abyssal tholeiites.— "Contr. Mineral. and Petrol.", 1971, № 4, p. 251—266.

**Shimada M.** An experimental study of the basalt — eclogite transition. Spec.— "Contr. Geophys. Inst. Kyoto Univ.", 1967, № 7, p. 211—217.

**Shimada M.** Melting on albite at high pressures in the presence of water.— "Earth. Planet, Sci. lett.", 1969, v. 6. p. 447—450.

**Siever R.** Silica solubility, 0° — 200°C, and the diagenesis of siliceous sediments.— "J. Geol.', 1962, v. 70, № 2, p. 127—150.

**Sigimura A.** Regional variation of the $K_2O/Na_2O$ ratios of volcanic rocks in Japan and environs.— "J. Geol. Soc. Jap.", 1961, v. 67, p. 292—300.

**Smith A. L., Carmichael I. S. E.** Quarternary lavas from the Southern Cascades, Western U. S. A.— "Contr. Mineral. and Petrol.", 1968, v. 19, № 3, p. 212—238.

**Smith D.** Mineralogy and petrology of the diabasic rocks in a differentiated olivin diabase sill complex, Sierra, Ancha, Arizona.— "Contr. Mineral. and Petrol.", 1970, v. 27, № 2, p. 95—113.

**Sood M. K., Platt R. G., Edgar A. D.** Phase relations in portions of the system diopside — nepheline — kalsilite — silica and their importance in the genesis of alkaline rocks.— "Canad. Mineralogist.", 1970, v. 10, p. 381—393.

**Stern C. R., Wyllie P. J.** Melting relations of basalt — andesite — rhyolite — $H_2O$ and a pelagic red clay at 30 kb.— "Contr. Mineral. and Petrol.", 1973, v. 42, № 4, p. 313—324.

**Steuhl H. H.** Die experimentelle Metamorphose und Anatexis eines Parabiotitgneises aus dem Schwarzwald.— "Chem. Erde", 1962, Bd. 21, Hf. 3—4, S. 413—449.

**Stevenson I. S., Colgrove G. L.** The Sudbury irruptive: some petrogenetic concepts based on recent field work.— "23rd. Sess. Intern. Geol. Congr.", Proc. Sec. 4. Prague, 1968, p. 126.

**Stewart J. W.** Neogene peralkaline igneous activity in Eastern Peru.— "Geol. Soc. Amer. Bull.", 1971, v. 82, № 8, p. 2307—2312.

**Stormer J. C., Jr., Carmichael I. S. E.** The Kudo — Weill plagioclase geothermometer and porphyritic acid glasses.— "Contr. Mineral. and Petrol.", 1970, v. 28, № 4, p. 306—309.

**Streckeisen A.** On the structure and origin of the nepheline-syenite complex of Ditro (Transilvania, Roumania).— "21st. Sess. Intern. Geol. Congr.", Copenhagen, 1966, p. 228—238.

**Takenouchi S., Kennedy G. C.** The solubility of carbon dioxide in NaCl solutions at high temperatures and pressures.— "Amer. J. Sci.", 1965, v. 263, № 5, p. 445—454.

**Taneda S.** Petrochemical studies on the active volcanoes in Eastern and Southeastern Asia.— "Bull. Volcanol.", 1963, Bd. XXVI, S. 3—23.
**Tatsumoto M.** Isotopic composition of lead in volcanic rocks from Hawaii. Iwo Jima, and Japan.— "J. Geophys. Res.", 1966, v. 71, p. 1721—1733.
**Taylor H. C. J.** Melting relations in the system $MgO - Al_2O_3 - SiO_2$ at 15 kb.— "Geol. Soc. Amer. Bull.", 1973, v. 84, № 4, p. 1335—1348.
**Taylor S. R., White A. J. R., Ewart A., Dungan A. R.** Nickel in high — alumina basalts: A reply.— "Geochim. et. Cosmochim. Acta', 1971, v. 35, № 5, p. 525—528.
**Thompson A. B.** $P_{CO_2}$ in low — grade metamorphism; zeolite, carbonate, clay minerals, prhenite relations in the system $CaO - Al_2O_3 - SiO_2 - CO_2 - H_2O$ — "Contr. Mineral. and Petrol.", 1971, v. 33, № 2, p. 145—161.
**Thompson R. N.** One-atmosphere melting behaviour and nomenclature of terrestrial lavas.— "Contr. Mineral. and Petrol.", 1973, v. 41, № 3, p. 197—204.
**Thompson R. N., Flower M. F. J.** One-atmosphere melting and crystallization relations of lavas from Anjouan, Comores Archipelago, Western Indian Ocean.— "Earth. Planet. Sci. Lett.", 1971, v. 12, № 1, p. 97—107.
**Thompson R. N., McKenzie W. S.** Feldspar — liquid equilibria in peralkaline acid liquids: an experimental study.— Amer, J. Sci.", 1967, v. 265, p. 714—734.
**Thompson R. N., Tilley C. E.** Melting and crystallization relations of Kilauea basalts of Hawaii: The lavas of the 1959—60 Kilauea eruptions.— "Earth. Planet. Sci. Lett.", 1969, v. 5, № 7, p. 469—477.
**Thorarinsson S.** Some problems of volcanism in Iseland.— "Geol. Rundschau", 1967, Bd. 57, Hf. 1, S. 1—20.
**Thornton C. P., Tuttle O. F.** Chemistry of igneous rocks. I. Differentiation index.— "Am. J. Sci.", 1960, v. 258, p. 664—684.
**Tilley C. E., Thompson R. N.** Melting and crystallization relations of the Snake River Basalts of Southern Idaho, USA.— "Earth. Planet. Sci. Lett.", 1970, v. 8, № 1, p. 79—92.
**Tilley C. E., Thompson R. N., Wadsworth W. J., Upton B. G. J.** Melting relations of some lavas of Reunion Island, Indian Ocean — "Mineral. Mag.", 1971, v. 38, p. 344—352.
**Tilley C. E., Yoder H. S.** Pyroxene fractionation in mafic magma at high pressures and its bearing on basalt genesis.— "Carn. Inst. Wash. Year Book 63", 1964, p. 114—119.
**Tilley C. E., Yoder H. S.** The pyroxenite facies conversion of volcanic and subvolcanic, melilite-bearing and other alkali ultramafic assemblages.— "Carn. Inst. Wash. Year Book 66", 1967, p. 457—459.
**Tilley C. E., Yoder H. S., Schairer J. F.** Melting relations of basalts.— "Carn. Inst. Wash. Year Book 62", 1963, p. 77—84.
**Tilley C. E., Yoder H. S., Schairer J. F.** New relations on melting of basalts.— "Carn. Inst. Wash. Year Book 63", 1964, p. 92—97.
**Tilley C. E., Yoder H. S., Schairer J. F.** Melting relations of volcanic tholeiite and alkali rock series.— "Carn. Inst. Wash. Year Book 64", 1965, p. 69—82.
**Tilley C. E., Yoder H. S., Schairer J. F.** Melting relations of igneous rock series.— "Carn. Inst. Wash. Year Book 66", 1967, p. 450—457.
**Turner F. J.** Metamorphic petrology. N. Y., 1968, 280 p.
**Tuthill R. L.** Experimental anatexis.— "Geol. Surv. Profess. Paper", 1972, 800-A, p. 101.
**Tuttle O. F., Bowen N. L.** Some laboratory experiments bearing on the origin of granite.— In: XX Congress. Geol. Intern., Mexico", 1956, p. 347—363.
**Tuttle O. F., Bowen N. L.** Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8 - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O$.— "Geol. Soc. Amer, Mem.", 1958, v. 74, p. 299—309.
**Udintsev G. B., Dmitriev L. V.** Ultrabasic rocks.— In: The sea. V. 4. Pt. 1, N. Y., Lond., Sydn, Toronto, 1970, p. 521—574.
**Upton B. G. J.** A complex basalt-mugearite sill in Piton des Neiges volcano, Reunion.— "Amer. Mineral.", 1967, v. 52, p. 1475—1492.
**Verhoogen J.** Oxidation of iron-titanium oxides in igneous rocks.— "J. Geol.", 1962, № 2, p. 168—181.
**Vincent E. A.** The chemical composition and physical properties of residual glass of the Kap Daussy tholeiite dike, East Greenland.— "Mineral. Mag.", 1950, v. XXIX, p. 46—62.
**Vine F. J., Hess H. H.** Sea floor spreading.— In: The sea. V. 4 Pt. 2. N. Y., Lond., Sydn., Toronto, 1970, p. 3—40.
**Vogt J. H.** Über anchi-monomineralische und anchi-eutoctische Eruptivgesteine. Christiania, 1908, S. 104.
**Wager L. R., Brown G. M.** Layered igneous rocks. Edinburgh, Lond., 1967, 588 p.
**Walker G. P. L.** Acid volcanic rocks in Iseland.— "Bull. Volcanol.", 1966, Bd. 29, B. 5, S. 375—406.
**Walton M.** Cranite problems.— "Sci.", 1960, v. 131, № 3401, p. 635—644.
**White R. W.** Ultramafic inclusions in basaltic rocks in Hawaii.— "Contr. Mineral. and Petrol.", 1966, v. 12, p. 245—314.
**Wilkinson J. F. G.** Residual glasses from some alkali basaltic lavas from New South Wales.— "Mineral. Mag.", 1966, v. 35, p. 847—859.
**Wilkinson J. G. F.** The petrology of some vitrophyric calc-alkaline volcanics from the Carboniferous af New South Wales.— J. Petrol.", 1971, v. 12, № 3, p. 620.

**Winkler H. G. F.** Der Prozeß der Anatexis: seine Bedeutung für die Genese der Migmatite.— "Tscherm. Miner. und Petrogr. Mitt.", 1966, Bd. XI, Hf. 3, 4, S. 266—287.

**Winkler H. G. F.** Abolition of metamorphic facies, introduction of the four divisions of metamorphic stage, and of classification based on isorgrads in common rocks.— "N. J. Mineral., Mh.", 1970, Hf. 5, S. 189—248.

**Winkler H. G. F., Lindemann W.** The system Qz — Or — An — $H_2O$ within the granitic system Qz — Or — Ab — An — $H_2O$. Application to granitic magma formations.— "N. J. Mineral., Mh.", Hf. 2, 1972, S. 49—61.

**Wright J. B.** A Simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis.— "Geol. Mag", 1969a, v. 106, № 4, p. 370—384.

**Wright J. B.** High-pressure phases in Nigerian Cenozoic lavas.— In: Symposium on Volcanoes and Their Roots. Oxford, 1969b, p. 25.

**Wright J. B.** The phonilite — trachyte spectrum.— 'Lithos", 1971, v. 4, № 1, p. 1—6.

**Wyllie P. J.** Role of water magma generation and initiation of diapiric uprise in the mantle.— "J. Geophys. Res.", 1971, v. 76, № 5, p. 1328—1338.

**Wyllie P. J.** Experimental petrology and global tectonics a preview.— "Tectonophys.", 1973, v. 17, № 3, p. 189—210.

**Wyllie P. J., Tuttle O. F.** Melting in the earth's crust.— In: XXI Sess. Intern. Geol. Congr., 1960, p. 227—235.

**Wyllie P. J,. Tuttle O. F.** Experimental investigation of silicate system containing two volative components. II. The effects of $NH_3$ and HF in addition to $H_2O$ on the melting temperatures of albite and granite.— "Amer. J. Sci.", 1961a, v. 259, p. 128—143.

**Wyllie P. J., Tuttle O. F.** Hydrothermal melting of shales.— "Geol. Mag.", 1961b, v. 98, p. 55—66.

**Wyllie P. J., Watkinson D. H.** Phase equilibrium studies bearing on genetic links between alkaline and subalkaline magmas, with special reference to the limestone assimilation hypothesis.— "Canad. Mineralog.", 1970, v. 10, pt. 3, p. 362—374.

**Yagi K.** *Experimental study on pumice and obsidian.*— "*Bull. Volcanolog.*", *1966, Bd.* 29, B. 5, S. 559—572.

**Yagi K., Onuma K.** The join $CaMgSi_2O_6$ — $CaTiAl_2O_6$ and its bearing on the titanaugites.— "J. Fac. Sci. Hokkaido Univ.", 1967, v. 13, p. 463, 483.

**Yoder H. S.** The system diopside — anorthite — water.— "Carn. Inst. Wash. Year Book 53", 1954, p. 106—107.

**Yoder H. S.** Diopside — anorthite — water at five and ten kilobars and its bearing on explosive volcanism.— "Carn. Inst. Wash. Year Book 64", 1965, p. 82. 89.

**Yoder H. S.** Albie — anorthite — quartz — water at 5 kb.— "Carn. Inst. Wash. Year Book 66a", 1967, p. 477, 478.

**Yoder H. S.** Spilites and serpentinites.— "Carn. Inst. Wash. Year Book 65", 1966b, p. 269—279.

**Yoder H. S.** Phlogopite — $H_2O$ — $CO_2$ — An example of the multicomponent gas problem.— "Carn. Inst. Wash. Year Book 68", 1969, p. 236—239.

**Yoder H. S., Stewart D. B., Smith J. B.** Ternary feldspars.— "Carn. Inst. Wash. Year Book 56", 1957, p. 206—213.

## ОГЛАВЛЕНИЕ


*Введение* . . . . . 5

*Глава I. Общая характеристика вулканических зон и комплексов* . . . 7

*Глава II. Сравнительная петрохимическая характеристика вулканических комплексов* . . . . . 32

Породные группы — элементарные парагенезисы пород в магматических ассоциациях . . . . . 33

Основания для расчленения, оценок и сравнений составов ассоциаций вулканических пород . . . . . 39

Предлагаемая классификация и номенклатура составов породных групп и их ассоциаций . . . . . 45

Опыт сравнительной петрохимической характеристики рифейских и нижнепалеозойских вулканических ассоциаций запада Алтае-Саянской области . . . . . 51

Направленные изменения составов внутри вулканических комплексов . . . . . 70

Зависимости между петрохимическими показателями разных породных групп, входящих в сложные вулканические комплексы 72

*Глава III. Сравнительная характеристика вулканических комплексов по первичным петрографическим признакам лав* . . . . . 74

Данные о составе главных первичных минералов . . . . . —

Система сравнительных петрографических показателей . . . . 75

Состав набора первичных минералов . . . . . 76

Первичные микроструктурные особенности лав . . . . . 79

*Глава IV. Сравнительная характеристика эффузивных ассоциаций по петрографическим признакам вторичных изменений* . . . . . 90

Данные о составе главных вторичных минералов . . . . . —

Сравнение по сохранности первичных признаков . . . . . 92

Сравнение по особенностям вторичных минеральных парагенезисов 98

*Глава V. Закономерности регионального зеленокаменного перерождения вулканических формаций* . . . . . 100

Общие замечания . . . . . —

Последовательность формирования зеленокаменной ассоциации 101

Об условиях образования главных вторичных минералов зеленокаменной ассоциации . . . . . 104

Влияние вторичных изменений на петрохимический состав ассоциаций вулканических пород . . . . . 132

*Глава VI. Вопросы классификации вулканических комплексов* . . . . . 140

О соотношении тектонических и вещественно-парагенетических признаков в классификации магматических формаций . . . . —

Об основаниях формационного анализа . . . . . 142

О существующей номенклатуре вулканических формаций подвижных областей . . . . . 148

*Глава VII. Соотношение составов между геосинклинальными и другими вулканическими формациями* . . . . . 154

Соотношение составов между вулканическими формациями высокоподвижных и стабильных областей . . . . . —

Соотношение составов между вулканическими формациями геосинклинального и орогенного этапов в подвижных областях 162

Крупноплощадная зональность составов в вулканических ассоциациях подвижных областей . . . . . 170

*Глава VIII. Проблемы петрогенеза вулканических формаций подвижных зон* 174
Некоторые общие положения формационно-петрогенетического анализа . . . . . —
Вопрос о струкурной модели сисстемы магматического питания для вулканических формаций . . . . . 175
Вопрос об эффективности дифференциации магм в вулканическом цикле . . . . . 176
Вопрос об исходных магмах вулканических ассоциаций . . . 187
Низкотемпературные котектики как основа формирования пород *базальтоидной, кислой и щелочносалической* групп в вулканических ассоциациях . . . . . 294
Отражение минеральных фаций глубинности формирования базальтовых магм в системе корреляционных связей между породообразующими элементами . . . . . 227
Природа устойчивых минимумов в распределении составов пород между ортомагматическими породными группами . . . . 234
*Распределение составов магм при градационном фракционировании* . . . . . —
О ликвации силикатных магм . . . . . 235
О фильтро-прессинге на стадии кристаллизации . . . . . 237
Функция поступления вулканических магм . . . . . 242
*Распределение составов магм при их фракционном выплавлении* 257
О применимости гипотезы выплавления к вулканическим магмам разного состава, о характере в зональности магмообразующих субстратов . . . . . 261
Соотношение массовости эффузий с режимом вертикальных движений . . . . . 275
Петрогенетическое истолкование основных петрохимических особенностей *вулканических ассоциаций подвижных поясов* 287
О природе некоторых связей между породными группами в вулканических ассоциациях . . . . . 290
*Заключение* . . . . . —
*Литература* . . . . . 299

CONTENTS


*Introduction* . . . . . 5

*Chapt. I. General characteristics of the volcanic zones and complexes* . . . . 7

*Chapt. II. Comparative petrochemical characteristics of the volcanic complexes* 32

Rock groups as elementary rock parageneses in the magmatic associations . . . . . 33

Separation, estimation, and comparison principles for the volcanic rock associations . . . . . 39

Compositional classification and nomenclature proposed for the rock groups and associations . . . . . 45

Comparative petrochemical study of the volcanic associations of the province . . . . . 51

Compositional trends in the volcanic complexes . . . . . 70

Interrelations in petrochemical indices of different rock groups composing the composite volcanic complexes . . . . . 72

*Chapt. III. Ons volcanic complexes comparative characteristics concerning the primary petrographic peculiarities of lavas* . . . . . 74

Major primary mineral composition data . . . . . —

Comparative petrographic index system . . . . . 75

Primary mineral parageneses . . . . . 76

Primary microstructural peculiarities of lavas . . . . . 79

*Chapt. IV. Ons effusive associations; comparative characteristics concerning the secondary alteration peculiarities* . . . . . 90

Major secondary mineral composition data . . . . . —

Comparisons concerning the degree of the primary mineral safety peculiarities . . . . . 92

Comparisons concerning the secondary mineral paragenesis peculiarities . . . . . 98

*Chapt. V. Regularities in the volcanic associations regional greenstone alteration* 100

General remarks . . . . . —

Greenstone alteration sequence . . . . . 101

On the formational conditions of major secondary minerals in the greenstone association . . . . . 104

Effect of secondary alteration on the volcanic rock association petrochemical composition . . . . . 132

*Chapt. VI. Volcanic complexes classification problems* . . . . . 140

On the relations between tectonic and compositional peculiarities in the magmatic formations classification . . . . . —

On the formational analysis principles . . . . . 142

On the current nomenclature for the mobile belt volcanic formations 148

*Chapt. VII. Compositional relations among geosynclinal volcanic formations and others* . . . . . 154

Compositional relations among volcanic formations of mobile and stable provinces . . . . . —

Compositional relations among geosynclinal and orogenic volcanic formations in mobile belts . . . . . 162

Wide — areal compositional zoning in mobile belt volcanic associations 170

*Chapt. VIII. Problems of mabile belts volcanic associations petrogenesis* . . 174
Some general principles of formational — paragenetic analysis . . —
Problems of a structural model of a magma supply for volcanic associations . . . . . 175
Problem of a magma differentiation effect through the single volcanic cycle . . . . . 176
Parental magma problem with respect to volcanic associations . . 187
Low — temperature cotectics as genetic basis for the basaltoid, acid, and alkaline-salic magma groups in volcanic associations . . . —
Mineral facies of different magma formation depths as reflected in the rock — formating chemical element correlations . . . . . 227
Nature of the stable minima in the compositional rock distribution among the orthomagmatic rock gropus . . . . . 234
On the fitness of partial melting lypothesis with respect to the volcanic magmas of different composition. Character and zonation of magma — forming substrata . . . . . 261
Correlation between the intensity of volcanic eruptions and the vertical movement regime . . . . . 275
Petrogenetic interpretation of major petrochemical peculiarities of mobile belt volcanic associations . . . . . 287
On the nature of some correlations among rock groups in volcanic associations . . . . . 290
*Summary* . . . . . 294
*References* . . . . . 299

*Анатолий Федорович Белоусов*

*ПРОБЛЕМЫ АНАЛИЗА ЭФФУЗИВНЫХ ФОРМАЦИЙ*

Ответственный редактор
*Юрий Алексеевич Кузнецов*

Редакторы *Е. Я. Ярошевский, Н. Г. Рязанова*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *Н. А. Пискун*
Технический редактор *Н. М. Бурлаченко*
Корректоры *Л. А. Егорова, Р. К. Червова*

Сдано в набор 28 февраля 1975 г. Подписано к печати 8 декабря 1975 г. МН 01604 Формат 70×108 1/16. Бумага типографская № 2. 20,75 печ. л., 29,1 усл.-печ. л.,+3 вкл., 32,8 уч.-изд. л. Заказ № 465. Тираж 1600 экз. Цена 3 р. 60 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение, 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука», 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

ПЗ
инв. 246