

КЛАССИФИКАЦИЯ
И
НОМЕНКЛАТУРА
МАГМАТИЧЕСКИХ
ГОРНЫХ
ПОРОД

КЛАССИФИКАЦИЯ И НОМЕНКЛАТУРА МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

3550



МОСКВА «НЕДРА» 1981



Классификация и номенклатура магматических горных пород: Справочное пособие/Богатиков О. А., Гоньшакова В. И., Ефремова С. В. и др.— М.: Недра, 1981. 160 с.

Даны рекомендации по классификации и номенклатуре вулканических и плутонических горных пород, разработанные Терминологической комиссией Петрографического комитета АН СССР. Классификация магматических пород дается на химико-минералогической основе и является многоступенчатой. По содержанию SiO_2 выделены группы ультраосновных, основных, средних и кислых горных пород, по содержанию $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ и наличию или отсутствию типоморфных щелочных минералов — ряды (нормальной щелочности, субщелочной и щелочной), по сочетанию определенных групп и рядов выделены семейства. Дальнейшее подразделение семейств на виды, а последних на разновидности производится с помощью соответствующих классификационных признаков, среди которых минеральный состав и структура горных пород имеют не менее важное значение, чем петрохимические параметры.

Предназначена для геологов всех специальностей, преподавателей и студентов геологических и горных учебных заведений.

Табл. 26, ил. 13, список лит. — 111 назв.

Авторы: Е. Д. Андреева, О. А. Богатиков, М. Б. Бородаевская, В. И. Гоньшакова, Л. С. Егоров, С. В. Ефремова, В. И. Коваленко, Е. Ф. Малеев, Б. А. Марковский, В. Л. Масайтис, Н. П. Михайлов, В. В. Наседкин, М. А. Петрова, Л. А. Полунина, В. К. Ротман, Н. А. Румянцева, Т. П. Филиппова, В. Т. Фролов, Т. И. Фролова, И. В. Хворова, М. Н. Щербакова

Редакторы: О. А. Богатиков, Н. П. Михайлов, В. И. Гоньшакова

Предисловие

Разработка классификации магматических горных пород на единой основе, создание универсальной схемы, которая удовлетворяла бы всех геологов, — дело достаточно сложное, а по мнению некоторых специалистов, даже безнадежное. Об этом много писали авторитетные петрографы как у нас в стране, так и за рубежом. Особенности классификации магматических пород были подробно рассмотрены А. Н. Заварицким [1956, с. 11—13]. Он указывал, что в петрографии при установлении низших (но главнейших!) категорий систематики — видов и индивидов — встречаются особые затруднения, отсутствующие во многих других науках о природе, где четко обособленные индивиды возникают в результате отдельных прерывистых процессов, каждый из которых имеет свои начало и конец. Главную причину этих затруднений А. Н. Заварицкий видел в том, что в отличие, например, от минералогии, где индивиды (кристалл, зерно минерала) четко обособлены, а их образование является результатом определенного процесса кристаллизации, в петрографии индивиды (т. е. горные породы) далеко не всегда обособлены один от другого, а часто настолько связаны цепью постепенных переходов, что границы между ними можно провести только условно. Более того, целый ряд различных горных пород может формироваться в течение одного геологического процесса и, наоборот, ряд различных процессов может привести к образованию одинаковых по своим признакам горных пород, которым мы вынуждены давать одинаковые названия.

А. Н. Заварицкий особо подчеркивал, что с еще большей неопределенностью мы встречаемся в понятии о виде горной породы: «границы между «видами» в петрографии еще более условны, чем между индивидами, так как переходные различия еще более постепенным рядом укладываются между формами, которые мы можем считать типичными» [1956, с. 12].

Действительно, магматические горные породы, как природные агрегаты минералов, взятых в весьма различных, но не бесконечно произвольных отношениях, имеют несравненно больше вариаций в пределах одного петрографического вида, чем конкретные минералы в пределах минеральных видов, дискретность которых определяется законом стехиометрических отношений. В связи с этим в петрографии значительно больше, чем в минералогии, возникает трудностей в определении границ петрографических видов, в пределах которых изменчивыми являются сами их классификационные признаки: химический состав, минеральный состав и структура, причем степень этой изменчивости различна для разных петрографических видов.

Американские петрографы Х. Вильямс, Ф. Дж. Ферхуген и Ч. М. Гилберт также отмечают, что недоразумения в классификации горных пород происходят вследствие того, что породы всех типов связаны друг с другом постепенными переходами, причем наименее четко определены самые распространённые изверженные породы (базальты, граниты). Однако нельзя согласиться с их утверждением о том, что «невозможна единая схема классификации горных пород, которая была

бы одновременно научно последовательной и удобной в практическом использовании» [Петрография, 1957, с. 44].

Вопросами классификации и номенклатуры магматических горных пород на протяжении ряда лет занимается Терминологическая комиссия Петрографического комитета АН СССР. С 1970 г. она работает в тесном контакте с Подкомиссией по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук. Первый отчетный доклад Терминологической комиссии ПК был опубликован в Трудах IV Всесоюзного петрографического совещания [Магматизм, ..., 1972, с. 87—100]. Результаты следующего этапа работ Терминологической комиссии кратко изложены в предисловии к изданной Петрографическим комитетом брошюре «Классификация и номенклатура plutонических (интрузивных) горных пород» [1975], содержащей рекомендации Международной подкомиссии, одобренные на XXIV сессии МГК (Монреаль, 1972).

В дальнейшей работе как Терминологической комиссии ПК, так и Международной подкомиссии по систематике изверженных пород, перешедших к разработке классификации вулканических пород и к детализации уже принятых схем классификации plutонических пород, главным дискуссионным вопросом был вопрос об основе этих классификаций — количественно-минералогической или химической.

Количественный минеральный состав всегда считался хорошей основой для классификации изверженных пород. Количественно-минералогические классификации, основанные на исследованиях А. Юхансена, П. Ниггли, Б. М. Котульского, С. Шэнда, А. Н. Заварицкого, А. Штрекайзена, К. Смуликовского и многих других петрографов, находят все большее применение в геологической практике. Однако при разработке классификации вулканических пород, особенно стекловатых, девитрифицированных и криптокристаллических, применение только количественно-минералогических критериев встречает серьезные затруднения. Характерно, что Международная подкомиссия по систематике изверженных пород в итоге своей 7-летней работы (включая 5 рабочих встреч представителей 16 стран) не продвинулась дальше согласования «корневых названий» для вулканических и многих plutонических пород, выделенных только на количественно-минералогической основе.

Химические классификации, казалось бы, являются более универсальными, так как они применимы для всех магматических пород независимо от степени их кристалличности; такие классификации удобны и для специального изучения типов родоначальных магм, так как химический состав горной породы является первичной ее характеристикой, независимой от условий ее становления. Различными авторами как у нас, так и за рубежом было опубликовано много предложенных разнообразных схем химических классификаций изверженных пород (в том числе и схем со сложными математическими выкладками), но ни одна из них до сих пор не получила всеобщего одобрения. Любая химическая классификация не учитывает ни минерального состава, ни структуры горных пород, т. е. именно тех признаков, по которым горные породы традиционно выделялись и получали свои названия.

Таким образом, количественно-минералогическая и химическая основы классификации имеют каждая в отдельности свою определенную ценность, но ни та, ни другая не являются универсальной. Поэтому если для создания классификации магматических горных пород использовать только одну какую-нибудь основу, то возникают неизбежные затруднения.

Терминологическая комиссия ПК, учитывая все эти трудности и вместе с тем крайнюю необходимость создания единой и простой схемы классификации магматических пород, которая, с одной стороны, была бы строго логичной, а с другой — удобной для практического использования, пошла прежде всего по пути разработки генеральной многоступенчатой систематики магматических пород, в которой сочетались бы химические, минералогические и геологические критерии.

Систематика магматических горных пород, как и всякая систематика в естественных (особенно в описательных) науках, имеет своей целью распределение объектов по известным отличительным признакам и выделение на основании их определенных таксономических категорий. Для горных пород целесообразно применить те же иерархические классификационные подразделения, которые приняты для систематики объектов других естественных наук: тип, класс, группа, ряд, семейство, вид, разновидность.

Для выделения и определения каждого из этих подразделений могут быть приняты различные критерии. Так, в общей совокупности горных пород магматические (или изверженные) породы представляют тип (наряду с типами осадочных и метаморфических пород), т. е. для первой таксономической категории принят геологический признак. Тип магматических пород разделяется по фаціальным признакам на два класса: плутонических (интрузивных) и вулканических пород. Для выделения групп магматических пород (ультраосновных, основных, средних, кислых) используется химический признак — содержание кремнезема, который был положен в основу уже самых ранних классификаций изверженных пород и который до сих пор находит широкое применение в различных схемах классификаций.

Группы магматических пород по степени щелочности, т. е. по относительному содержанию суммы щелочей (различному для разных групп), разделяются на петрохимические ряды (нормальные, субщелочные, щелочные). В пределах групп и рядов выделяются семейства горных пород, каждое из которых находит себе определенное положение в координатах «кремнезем — сумма щелочей» (см. рис. 1). Расположение названий семейств горных пород в определенном порядке как по вертикали (степени щелочности), так и по горизонтали между вертикальными линиями, разделяющими группы горных пород по содержанию SiO_2 , очень удобно для целей общей систематики. Однако это не должно создавать ложного впечатления о наличии четких отличий этих семейств только по химическим признакам. Необходимо себе представлять, что, в силу отмеченных выше особенностей магматических пород, практически всегда характеризующихся постепенными переходами, мы вынуждены прибегать в известной мере к искусственному выделению не только их семейств, но и видов. Здесь уже вступают в силу общая договоренность и по возможности четкие, хотя и условные определения. Для характеристики семейств и установления их границ используются также и количественно-минералогические признаки, играющие в данном случае не меньшую роль, чем петрохимические показатели.

Дальнейшее деление семейств на виды и разновидности должно осуществляться введением все новых классификационных критериев — количественно-минералогических, химических, структурных.

Предлагаемая в настоящей работе генеральная систематика магматических горных пород (гл. I), а также схемы классификаций и характеристики отдельных групп (гл. III—VI) являются по существу первой попыткой создания логически обоснованной многоступенчатой еди-

ной классификации магматических пород, построенной на комбинированном использовании признаков их вещественного состава, структур и геологических условий нахождения.

Главным звеном в этих схемах классификаций является вид, т. е. сама магматическая порода, выделение которого производится по наибольшему числу комбинированных признаков и отражает наиболее типичные и наиболее распространенные в природе разности горных пород.

На понятии «вид» по существу заканчивается единая классификация магматических горных пород, которую Терминологическая комиссия ПК может рекомендовать для всеобщего пользования на всех стадиях геологических работ. Предлагаемая в гл. III—VI номенклатура видов магматических пород, которую Комиссия стремилась сделать возможно ближе соответствующей историческим традициям, простой и удобной в употреблении, может получить, таким образом, значение общего (всесоюзного) петрографического кода. Следуя этому «коду», геологи перестанут использовать для различных горных пород один и тот же термин или одинаковые горные породы обозначать различными наименованиями, что, к сожалению, до сих пор довольно часто имеет место.

Но кроме обычных геологических работ, где необходима единая строгая номенклатура магматических пород, ведутся специальные, детальные петрологические исследования, в которых понятие вид является слишком общим и не удовлетворяет поставленным задачам. Допускаемая в общей классификации изменчивость количественно-минералогического и даже химического состава в пределах вида в таких работах должна быть отражена выделением разновидностей, которые могут определяться по разнообразным признакам в зависимости от конкретных задач исследований. Так, в одних случаях необходимо различать разновидности горных пород по особенностям структуры, в других — по особенностям состава породообразующих минералов (основность плагиоклаза, железистость или магнезиальность темноцветных минералов), в третьих — по характерным аксессуарным минералам и т. д. Поэтому, в интересах свободного развития различных направлений петрологических исследований, мы не должны регламентировать выделение разновидностей магматических горных пород и тем более их номенклатуру; право выделения таких разновидностей следует предоставить самим исследователям. В таблицах показаны только определенные возможности выделения разновидностей, а для некоторых из них приведены наиболее распространенные названия (шристеймит и др.). Авторы настоящей работы не ставили себе целью отразить в классификационных таблицах все возможное разнообразие выделения разновидностей магматических пород. Нужно только отметить, что, в целях общего упорядочения петрологической терминологии, рекомендуется для наименований разновидностей горных пород шире пользоваться дополнительными прилагательными или приставками к принятым названиям видов и избегать применения для них устаревших и малоупотребительных терминов, а тем более введения новых.

Итак, магматическая горная порода (вид, разновидность) может быть определена только по комплексу признаков, в основе которых лежат особенности ее химического и минерального состава и структуры. При переходе от видов горных пород к семействам и далее к петрохимическим рядам и группам используются обобщенные критерии, среди которых все большее значение приобретает признак химический; а для групп магматических пород уже совсем не учитывается количественно-

минералогический состав, являющийся главнейшим критерием в определении вида. Вместе с тем, по мере этого перехода к более высоким категориям систематики, мы имеем дело с все более дискретными и более легко определяемыми подразделениями, чем низшая, но главнейшая категория — вид горной породы.

После рассмотрения классификации и номенклатуры собственно магматических (плутонических, вулканических) горных пород в настоящей работе даются также рекомендации по классификации и номенклатуре вулканогенных обломочных пород (пирокластолитов), подготовленные специальной рабочей группой Терминологической комиссии ПК (гл. VII).

В процессе дальнейшей работы будут уточняться некоторые данные по петрохимии пород, которые войдут в справочник «Магматические горные породы» издательства «Наука».

Предложения по номенклатуре вулканогенных обломочных пород Международной подкомиссией еще окончательно не сформулированы, но они достаточно определились в ходе обсуждений, о чем более подробно сказано в конце гл. VII, где указаны результаты этой разработки с приведением классификационных таблиц и графиков, составленных рабочей группой Подкомиссии по систематике изверженных пород МСГН.

Терминологическая комиссия Петрографического комитета видит свою дальнейшую задачу во всестороннем обсуждении изложенных в настоящей книге предложений по классификации и номенклатуре магматических и вулканогенных обломочных пород с привлечением максимально широкого круга специалистов — петрографов и геологов. На предстоящем VI Всесоюзном петрографическом совещании (1981, Ленинград) предполагается провести специальное заседание, посвященное обсуждению этой проблемы.

В разработке настоящей «Классификации» принимали участие сотрудники ИГЕМ АН СССР, ГИН АН СССР, ВСЕГЕИ, ПГО «Севморгео», ЦНИГРИ Мингео СССР, МГУ, Института вулканологии ДВНЦ АН СССР.

Глава I

СИСТЕМАТИКА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

В течение нескольких лет Терминологическая комиссия Петрографического комитета ОГГГ АН СССР ведет систематическую работу по упорядочению и унификации петрографической терминологии и созданию классификации горных пород. Первый этап работы закончился созданием классификации плутонических (интрузивных) пород на количественно-минералогической основе. Эти классификации были затем представлены на обсуждение Подкомиссии по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук (IUGS), где участие советских представителей оказало существенное влияние на характер и содержание принятых решений. Рекомендации по классификации и номенклатуре плутонических пород, одобренные на XXIV сессии Международного геологического конгресса (Монреаль, 1972), были опубликованы в периодических геологических журналах [Воробьева, Ефремова, 1973 а, б; Streckeisen, 1973 а, в; Sabine, 1974], а также отдельной брошюрой Петрографическим комитетом ОГГГ АН СССР [Классификация..., 1975].

На следующем этапе своей деятельности Терминологическая комиссия занималась систематикой вулканических пород, а также разработкой единой классификации всех магматических пород.

Систематика, таксономия — наука, позволяющая упорядочить, произвести группировку во взаимосвязанные и взаимоподчиненные таксонометрические единицы, в данном случае группы, семейства, виды магматических горных пород, определение которых будет дано ниже.

Особая функция систематики магматических горных пород состоит в создании практической возможности ориентироваться во множестве существующих видов магматических горных пород. Систематика призвана учитывать строгие разграничения и постепенность переходов от одного семейства или вида к другому.

Основой предлагаемой генерализованной систематики магматических горных пород служат количественные химические параметры (SiO_2 , Na_2O , K_2O и др.) в совокупности с минеральным составом.

Классификация — распределение множества магматических горных пород на ряды, виды и разновидности по определенному, общему для каждого из них, признаку. Основой классификации магматических горных пород являются специально разработанные химико-минералогические принципы классификации, выражением которых служат графические, в том числе табличные, способы ее изображения (подробности см. ниже).

Классификация является результатом и важным средством научного исследования, так как предполагает и закрепляет результаты изучения закономерностей классифицируемых объектов. Для уточнения классификаций в сложных в систематическом отношении группах, семействах и видах пород вводятся дополнительные «промежуточные» таксонометрические категории. Так, например, типы могут подразделяться на подтипы, группы — на подгруппы и т. д. По мере накопле-

ния новых данных классификации могут совершенствоваться с введением дополнительных, более дробных таксонометрических единиц.

При систематике и разработке классификаций вулканических пород петрографы встречаются с рядом трудностей, прежде всего потому, что здесь ограничено применение принципа количественно-минерального состава, принятого для плутонических пород. Невозможность определения модалного минерального состава для вулканических пород, обладающих стекловатым строением или содержащих перекристаллизованную и измененную вторичными процессами основную массу, затрудняет применение диаграмм, принятых для классификации плутонических пород. Это привело к необходимости поисков новых путей классификации вулканических образований. Различными авторами как у нас, так и за рубежом, как известно, было опубликовано много предложений по классификации и систематике вулканических и магматических пород в целом [Заварицкий, 1950; Штейнберг, 1969, 1976; Streckeisen, 1967; Ритман, 1975; Маракушев, 1973; Фролова, Петрова, 1972; Румянцева; 1977; Roche de la H., Lettrier, 1976; Le Maitre, 1976 и др.].

Все эти исследователи сходятся на том, что в основу генеральной классификации должен быть положен химический состав пород, а существующие расхождения связаны со способом представления данных химического анализа для целей классификации. Существующие классификации можно разделить на: 1) классификации, основанные на непосредственном использовании данных химических анализов; 2) классификации, основанные на данных химических анализов, пересчитанных тем или иным способом на различные классификационные параметры.

Терминологическая комиссия ПК ОГГГ АН СССР считает, что для классификации стекловатых, полустекловатых, девитрифицированных и криптокристаллических пород может быть использован их химический состав. Вместе с тем петрохимическая классификация является наиболее универсальной; она применима для всех магматических горных пород и их различных классификационных подразделений, давая возможность сопоставлять их на единой количественной основе.

Действительно, химический состав горной породы (в большей степени, чем другие вещественные параметры) отражает состав магматического расплава и является первичной ее характеристикой, по сравнению с минеральным составом, связанным с условиями становления горных пород. Поэтому необходимость создания генеральной классификации на химической основе отражает в настоящее время мнение большинства петрологов. Однако необходимо помнить, что подавляющее большинство видов пород, подлежащих классификации, выделено первоначально с учетом минерального состава. Кроме того, химический состав конкретной горной породы далеко не всегда может быть использован как диагностический признак. Анализ только свежей, кайнотипной породы служит надежной характеристикой ее первичного состава. Вторичные же изменения, которым почти всегда подвергнуты вулканические породы (особенно палеотипные), могут существенно повлиять на их первоначальный состав.

Эти обстоятельства, а также необходимость увязки петрохимической классификации с уже принятой количественно-минералогической классификацией плутонических пород заставляет при проведении границ между видами пород использовать наряду с содержаниями отдельных окислов и минералогические признаки, как модалные, так и нормативные. Выбираются признаки, которые позволяют выделить

естественные группы пород, давно наметившиеся в петрографии. При этом должна соблюдаться многоступенчатость классификации, когда выделенные по одному признаку группы пород могут в дальнейшем подразделяться более подробно с использованием других признаков в зависимости от их значимости.

Прежде чем перейти к изложению основ систематики, следует уточнить содержание систематизируемых объектов.

Существует ряд определений понятия «магматическая» или «изверженная» горная порода, впервые данного в 1868 г. Рихтгофеном. Большинство определений сводится к констатации их происхождения из магмы или расплава, некоторые определения принимают во внимание, главным образом, внешний облик пород [Классификация..., 1975], не накладывая каких-либо ограничений на объем понятия, который становится в этом случае весьма неопределенным.

При формулировании определения «магматическая» горная порода следует иметь в виду некоторую двойственность этого понятия. С одной стороны, получившие особые названия магматические породы в первичном залегании образуют дискретные геологические тела или их части. С другой стороны, они сами представляют агрегат дискретных минеральных индивидов и (или) стекла. Между получившими особые названия видами магматических горных пород могут существовать четкие границы, совпадающие с границами геологических тел, могут существовать и постепенные переходы. Границы видов в классификациях определяются в ряде случаев искусственно, однако они учитывают особенности количественного распределения компонентного состава изверженных пород.

Реконструкция процесса образования магматических горных пород может быть произведена, исходя из актуалистических, экспериментальных и теоретических моделей, и основана на анализе геологических и петрографических наблюдений над формой залегания горных пород, над соотношениями их с окружающей средой, над составом и способом сочетания минеральных компонентов. Генетические соображения также должны учитываться в генеральной классификации (например, магматические, метаморфические и осадочные горные породы).

Под магматическими горными породами предлагается понимать естественные ассоциации минералов, минералов и вулканического стекла или одного вулканического стекла, образовавшиеся в результате кристаллизации или застывания магматических расплавов. В данной книге рассмотрены только магматические горные породы, возникшие из флюиднорасплавных систем эндогенного происхождения.

Определение предусматривает, что породы, возникшие из расплавов экзогенного происхождения (импактиты, горелики, фульгуриты, псевдотахилиты), не могут относиться к магматическим. Доступные для изучения образцы магматических пород Луны, возникшие в условиях дефицита щелочей и кислорода, существенно отличаются от пород Земли, однако в некоторых отношениях могут сравниваться с земными аналогами, на что указывает и используемая для описания лунных пород петрографическая номенклатура [Лунный..., 1974; Богатиков, Дмитриев, 1976; Геохимические..., 1977].

Вопрос о размерах минерального агрегата, при котором он еще может считаться породой, достаточно сложен и не имеет однозначного решения. Ю. А. Косыгин и В. А. Кулындышев [1974] предлагают определять размеры «элементарной группы», периодически повторяющейся в структурном мотиве породы, исходя из минимальных размеров агрегата, включающего все характерные для породы минеральные

компоненты. Другие исследователи полагают, что состав и структура, установленные в породе, уже сами по себе определяют этот минимум. Однако для обширной группы пород с полосчатым сложением и некоторых других случаев такие подходы вызывают большие затруднения. Выделение породы в масштабе шлифа, штуфа, отдельного обнажения и геологического тела в целом (при сохранении известной однородности) должно в этих случаях производиться в зависимости от детальности и целей исследования. Ясно также, что изучение очень небольших по размерам образцов лунных пород не всегда дает определенное представление о «породах» в том смысле, в каком это принято в земных условиях.

В настоящей работе систематизированы и классифицированы только существенно силикатные магматические горные породы, из рассмотрения исключены особые их типы, содержащие более 70% кварца или более 15% рудных минералов, карбонатов, апатита и др., а также несиликатные изверженные породы, содержащие менее 20% SiO_2 (магнетитовые, сульфидные, карбонатные, апатитовые).

Поскольку в основе классификации лежит химический состав пород, выраженный в весовых процентах окислов, надежность классификации конкретной породы определяется качеством ее анализа. Оценка правильности химических анализов силикатов обычно контролируется приближением суммы компонентов к 100%. Анализы, отклоняющиеся более чем на $\pm 1,5\%$, в соответствии с современными требованиями признаются недоброкачественными. Дальнейшая выбраковка анализов проводится путем оценки отклонения каждого из компонентов анализа от среднестатистического их значения для данного вида пород (с использованием покомпонентных гистограмм и т. д.).

Обычной проблемой, возникающей при химической классификации магматических пород, является сопоставимость анализов с варьирующим содержанием летучих компонентов и в первую очередь H_2O (без расшифровки). Последние обычно рассматриваются как индикаторы степени вторичного преобразования пород: либо вводится общее ограничение количества летучих компонентов на основании представлений о незначительных «допустимых» их величинах в неизмененных магматических породах, либо анализы пересчитываются на безводный «сухой» остаток, т. е. приводятся к 100% с исключением всех летучих компонентов. Оба эти подхода при общей петрохимической классификации магматических пород представляются неравномерными. В первом случае при отбраковке анализов, содержащих 1—2% летучих [Chayes, 1966 и др.], исключаются из рассмотрения породы с изначально высокими содержаниями летучих компонентов — производные «водных» магм, а также изохимически преобразованные в результате процессов автометаморфизма породы. Не учитывается в этом случае также и принципиально различное содержание летучих в породах разных классов, групп и т. д. С другой стороны, при пересчете на безводную основу анализов, содержащих значительное количество летучих, например до 5—7%, будет существенно завышаться содержание других компонентов, что в ряде случаев может быть критическим при классификации соответствующих пород.

Важным вопросом является также правомерность использования в целях классификации содержаний окисного железа.

Исходя из представлений, что степень окисленности железа в породах связана главным образом с процессами вторичного их преобразования, многие исследователи предлагают различные способы нормирования окисного железа. Нормирование железа является обычно про-

цедурой приведения его количества в соответствие с «модальными» представлениями о первичных количествах окисного железа в породах [Lrvine, Baragar, 1971], либо пересчета избыточного его количества по сравнению со среднестатистическим в каком-либо сообществе пород, как, например, океанические базальты [Coombs, 1963; Chayes, 1966 и др.]. Однако при нормировании окисного железа не учитывается важное генетическое значение степени окисленности железа для различия фациальных типов пород, глубинности их формирования, характера дифференциации и т. д., а также существование пород с высокой первичной степенью окисленности железа (например, спилитов и др.). «Первичный» характер окисленности железа, как и высокое содержание летучих компонентов, обычно выражается в составе первичных минералов пород и подтверждается наличием корреляции степени окисленности железа породообразующих минералов и общим его количеством в валовом составе пород. Следует отметить, что любые способы нормирования железа не позволяют избавиться и от существенных лабораторных ошибок в определении окисного и закисного железа [Груза, 1967]. Учет соотношений этих компонентов более важен при классификации отдельных групп пород, чем в общей систематике.

Исходя из вышеизложенного, общая систематика и классификация магматических пород на петрохимической основе должна базироваться на не приведенных к 100% анализах без формальных ограничений количества каких-либо компонентов, включая летучие и окисное железо, при выполнении общих требований к качеству анализов и наличию соответствующего петрографического контроля, исключающего включение в выборки вторичнопреобразованных пород.

Генеральная систематика предусматривает выделение пяти главных номенклатурных единиц — типа, класса, группы, ряда и семейства горных пород.

1. Тип горной породы характеризует способ ее образования, т. е. имеется в виду ее генезис — магматический, осадочный и др.

2. Магматические горные породы по фациальным признакам можно разделить на два основных класса — плутонических и вулканических горных пород. Естественно, что одни только петрохимические и петрографические признаки не всегда дают возможность однозначно отнести конкретную горную породу к тому или иному классу. Здесь должны учитываться и геологические данные. Фациальные признаки в общем случае отражают глубину и скорость застывания магматической горной породы, условия ее кристаллизации. Поэтому при анализе естественных ассоциаций горных пород по фациальным признакам можно выделить кроме главных (вулканических и плутонических) и сложные ассоциации — вулканоплутонические и плутоно-метаморфические [Михайлов, Богатиков, 1974].

3. Магматические породы по содержанию кремнезема подразделяются на четыре группы:

- | | |
|--------------------------|----------------------------|
| 1) ультраосновные породы | $\text{SiO}_2 = 30-44\%$; |
| 2) основные породы | $\text{SiO}_2 = 44-53\%$; |
| 3) средние породы | $\text{SiO}_2 = 53-64\%$; |
| 4) кислые породы | $\text{SiO}_2 = 64-78\%$. |

Границы между этими группами магматических пород в известной мере являются условными, так как между породами разных групп существуют постепенные переходы. Рекомендуемые границы обоснованы статистическим анализом геологически достоверного фактического материала. Граничные линии (рис. 1) соответствуют статистическим минимумам, а заштрихованные площади — «полям неопределенности»

или пределам колебаний генеральных средних при 95 %-ном уровне достоверности ($x = \bar{x} \pm 2\sigma$).

При разделении горных пород по содержанию кремнезема в одну группу попадают породы, различные по набору минералов (как с кварцем, так и с оливином или фельдшпатоидами) и по их количественным соотношениям. Поэтому для выявления более полного соответствия химической классификации с традиционными минералогическими классификациями целесообразно учитывать некоторые расчетные характеристики или коэффициенты, связывающие химический состав с минеральным.

4. Важным показателем, используемым в классификационных целях, является содержание в магматической горной породе щелочей. Этот признак может быть выражен, в частности, через отношение суммы содержаний щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) к SiO_2 . В соответствии с вариациями этого отношения выделяются три ряда горных пород: нормальной щелочности, с повышенным содержанием щелочей (субщелочные) и щелочные горные породы. Последние выделены по появлению в них фельдшпатоидов и (или) щелочных темноцветных силикатов — пироксенов и (или) щелочных амфиболов*.

Граничные значения содержаний суммы щелочей для горных пород каждого из трех рядов значительно варьируют в зависимости от принадлежности к той или иной по содержанию SiO_2 группе. Границы выбраны таким образом, чтобы отнесение горной породы к тому или иному ряду по щелочности коррелировалось с особенностями их минерального состава. Граница между породами нормального ряда и субщелочными проводится по появлению в последних Ti-содержащих пироксенов, биотита (основные и средние горные породы), щелочных полевых шпатов (основные породы) и заметному преобладанию щелочных полевых шпатов над плагиоклазом (средние и кислые горные породы). Между субщелочными и щелочными породами граница проводится по наличию фельдшпатоидов и (или) щелочных темноцветных минералов. В кислых и частично средних породах, когда фельдшпатоиды практически отсутствуют, для разграничения субщелочного и щелочного рядов учитывается присутствие в раскристаллизованных породах щелочных темноцветных минералов (эгирин, рибекит, арфведсонит), а в стекловатых — значение коэффициента агпаитности больше единицы.

5. Распределение горных пород по группам (по содержанию SiO_2) и по рядам (по сумме щелочей) позволяет выделить, как это делалось в ряде руководств и учебников по петрографии, семейства магматических горных пород. Под семейством понимается совокупность магматических горных пород сходного минерального состава с определенным соотношением петрохимических параметров (SiO_2 , $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ и др.). При этом вулканические и соответствующие им плутонические породы предлагается относить к самостоятельным семействам, хотя этот вопрос требует специального обоснования.

Для графического изображения генеральной систематики магматических горных пород принята диаграмма $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, учитывая, что SiO_2 , Na_2O и K_2O являются главными количественными

* Подчеркнем, что если щелочные породы формируются действительно в щелочных условиях, то субщелочные породы могут образоваться как в условиях повышенной щелочности, так и в условиях повышенной кислотности. В обоих случаях породы могут быть богаты Na_2O и K_2O . Примером «субщелочной» породы, сформированной в резко кислотной среде, является онгонит [В. Коваленко, Н. Коваленко, 1976].

параметрами, определяющими группы (SiO_2) и ряды ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) магматических пород.

Бинарная классификационная диаграмма $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ в различных вариантах использовалась и ранее многими исследователями, начиная с Гроута и Харкера. В последние годы ее применяли для классификационных целей Макдональд и Кацура [Macdonald, Katsura, 1964]; Д. С. Штейнберг [1969]; В. Н. Зелепугин и В. Ф. Николаев [1971]; Ирвин и Барагар [Irvine, Baragar, 1971]; Миддлмост [Middlemost, 1973]; Т. И. Фролова и М. А. Петрова [1972]; А. А. Маракушев [1973]; Ле Метр [Le Maitre, 1976]; Н. А. Румянцева [1977] и др.

Выбор этих координат удобен, поскольку химический и минеральный состав горных пород в наибольшей степени отражаются в соотношении содержания SiO_2 и суммы щелочных окислов ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$). Вынужденное упрощение химизма горных пород, сведенное к определению соотношений SiO_2 и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, оправдывается простотой классификации, корреляционными связями большинства петрогенных элементов с содержанием SiO_2 и щелочных окислов в горных породах и относительной определенностью положения главных семейств магматических пород в поле диаграммы. Правомочность объединения Na_2O и K_2O связана с тем, что изменение соотношений этих окислов при сохранении их общей суммы слабо отражается на содержании других окислов*.

Приведенная на рис. 1 диаграмма отражает генеральную систематику магматических горных пород. Переходя к классификации отдельных групп горных пород с выделением семейств, видов и разновидностей, мы должны будем вводить и другие петрохимические признаки горной породы с учетом ее структурных особенностей и минерального состава.

Так, традиционным и имеющим важное петрологическое значение является разделение магматических горных пород по величине отношения $\frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{K}_2\text{O}}$ на серии: натриевые, калиево-натриевые и калиевые.

Из числа признаков, используемых для выделения видов горных пород, следует особо остановиться на содержании Al_2O_3 . Вариации содержания Al_2O_3 имеют в различных семействах пород разное минеральное выражение и разный петрогенетический смысл. Наиболее сильно, при постоянном значении SiO_2 и суммы щелочей, эта величина колеблется для семейства базальтов, причем увеличение содержания Al_2O_3 здесь прямо коррелируется с лейкократовостью пород**.

Для других семейств пород прямое соотношение между степенью глиноземистости и лейкократовостью менее четко. Поэтому вместо содержания Al_2O_3 используется более информативное отношение $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} (\text{al}'))$.

Классификационные значения всех этих и других показателей рассматриваются в последующих главах при классификации ультраосновных, основных, средних и кислых пород.

Применение унифицированного метода классификации для всех видов пород позволит геологу иметь простой ключ для составления различного рода геологических и прогнозно-металлогенических карт,

* Используя тренд-поверхности некоторых нормативных характеристик, например, изолиний нормативного цветового индекса [Румянцева, 1977], можно сопоставить предлагаемую диаграмму с теми или иными подразделениями количественно-минералогической классификации плутонических пород.

** Возрастание глиноземистости, связанное с увеличением основности плагиоклаза, сопряжено с уменьшением содержания SiO_2 .

для обобщения геолого-петрографических материалов и, следовательно, повысит эффективность геологических исследований. Кроме того, предлагаемая классификация дает интересную информацию генетического и металлогенического характера.

Разработанная классификация ультраосновных, основных, средних и кислых пород рассмотрена и одобрена Терминологической комиссией Петрографического комитета ОГГГ АН СССР и рекомендована к использованию при любого рода геологических исследованиях. В дальнейшем, в целях сравнительного изучения земных и лунных пород, весьма полезно будет сделать соответствующую классификацию лунных пород.

ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Как было сказано в предыдущей главе, генеральная систематика магматических горных пород предусматривает выделение пяти главных таксономических единиц: типа (магматический, осадочный и др.), класса (вулканический, плутонический), группы (ультраосновных, основных, средних, кислых пород), ряда (нормальный, субщелочной, щелочной) и семейства, а также основных понятий (класс, группа, ряд) и графическое их изображение. Принципы выделения более низких классификационных подразделений в группах магматических пород требуют дополнительных пояснений.

Группы магматических пород, как отмечалось, делятся по разному уровню щелочности на ряды. Границы между породами нормального и субщелочного, субщелочного и щелочного рядов проводятся по появлению некоторых индикаторных минералов — титанистых клинопироксенов и амфиболов, слюды, щелочного полевого шпата для субщелочных пород, фельдшпатоидов и щелочных пироксенов и амфиболов — для щелочных пород. В химическом составе присутствие в горных породах индикаторных минералов повышенной щелочности находит отражение в наличии соответствующих содержаний ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), SiO_2 и (или) Al_2O_3 . При этом в группах ультраосновных и основных пород (недосыщенных кремнеземом) количественные соотношения щелочей и кремнезема почти целиком определяют щелочность. В то же время в группах кислых и средних пород с присущим им избытком SiO_2 в качестве ведущего признака при определении щелочности выступает уже отношение щелочей и глинозема (аглаитность). Соответственно на диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ мы видим четкое разграничение семейств, принадлежащих к разным рядам щелочности в группах ультраосновных и основных пород, и менее строгое обособление (взаимное перекрытие) полей разного уровня относительной щелочности в группах средних и кислых пород.

Для ультраосновных и основных пород плутонического класса субщелочные ряды, как будет показано ниже, не выделяются ввиду того, что здесь имеются лишь единичные субщелочные виды, сравнительно редко распространенные.

При практическом выделении низших уровней классификации магматических пород (семейство, вид, разновидность) наиболее удовлетворительный результат (с точки зрения последовательности расчленения, простоты и согласованности с традиционным употреблением названий горных пород) был получен при комбинированном использовании химических и количественно-минералогических признаков с учетом их неравного классификационного значения для разных уровней систематики и различных классов и групп магматических пород. Поэтому выделение семейств и дальнейшее более дробное расчленение их на виды, а последних — на разновидности производится с помощью соответствующих классификационных признаков, среди которых минеральный состав (и структура пород) играют не менее важную роль, чем химические показатели. При этом петрографический признак является главным при выделении семейств и видов полнокристаллических

плутонических пород, тогда как химические признаки не всегда могут быть использованы для той же цели с необходимой эффективностью.

Среди породообразующих минералов целесообразно различать три группы.

1. Типоморфные минералы (кардинальные, по терминологии А. Лакруа, 1933 г.), определяющие минералогическое своеобразие ряда и являющиеся опорными (корневыми) для разделения его на семейства.

Типоморфные минералы или их ассоциации служат индикаторами определенных генетических условий. По ним можно судить о проявлении определенных процессов и условий минералообразования и пр. [Чухров, 1969; 1978 и др.].

2. Существенные минералы (термин А. Лакруа), которые в комбинации с типоморфными минералами обуславливают разделение семейств на виды.

3. Характерные второстепенные минералы, которые в сочетании с типоморфными и существенными минералами служат основой для выделения разновидностей горных пород.

Помимо второстепенных минералов ряда, маловажное значение для некоторых видов могут иметь также и типоморфные и существенные минералы ряда или даже семейства, т. е. они могут не входить в типоморфный парагенезис данного вида. Это хорошо можно видеть на примере минерального состава горнблендитов и анортозитов, в которых типоморфные минералы ряда — ортопироксен и клинопироксен — составляют менее 10% и могут даже отсутствовать.

Выделение семейств, видов и разновидностей всех плутонических и большинства вулканических пород рассматриваемых групп произведено на химической и количественно-минералогической основе с использованием указанной выше таксономической иерархии породообразующих минералов. При этом мы, по мере возможности, следовали традиционному расчленению магматических пород рассматриваемых групп, которое, в частности, для основных плутонических пород было сформулировано А. Н. Заварицким следующим образом: «Разделение габбровых пород производится по таким признакам: во-первых, по преобладанию моноклинного или ромбического пироксена или роговой обманки; во-вторых, по присутствию или отсутствию, а иногда и преобладанию оливина, отчасти по присутствию кварца, биотита и т. д. Состав плагиоклаза также приходится принимать во внимание: ...отличают эвкриты с анортитом от типичного габбро, где плагиоклаз имеет состав лабрадора» [1956, с. 157]. Химические признаки (процентные содержания компонентов или результаты их пересчетов на различные коэффициенты) применяются в основном как дополнительные характеристики разграничения видов; они используются также для видовой диагностики некоторых пород, в частности, пикритов, базальтовых и кремнекислых пород, в тех случаях, когда данные о модальном минеральном составе этих пород отсутствуют ввиду их структурных особенностей (стекловатые, криптокристаллические разности и пр.).

Семейства магматических пород в первую очередь выделяются по петрохимическим признакам (SiO_2 , $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) с привлечением соответствующих ассоциаций типоморфных и существенных породообразующих минералов, которые для пород кумулятивного генезиса (в основном нормальных петрохимических рядов) являются и главными фазами кумула.

В то же время данные химического состава пород, даже такие важные как содержание кремнезема и сумма щелочей, для некоторых

семейств являются перекрывающимися и не определяют границ этих семейств (см. табл. 2 и др.). Для вулканических пород, напротив, семейства выделяются в основном по главным и дополнительным петрохимическим признакам, хотя для каждого семейства важнейшим признаком остается общность минералогических и структурных особенностей образующих их вулканических пород.

Вид горной породы определяется набором (комбинацией) типоморфных (главных) и (\pm) существенных минералов, их количественными соотношениями и составом в совокупности с петрохимическими параметрами, определяемыми принадлежностью вида к группе, ряду, семейству. В некоторых семействах горных пород исторически сложившимся является разделение на виды по количественным соотношениям главных породообразующих минералов. Так, в семействе ультраосновных фондолитов по количественному соотношению клинопироксена и нефелина выделяются виды: якупирангит, мельтейгит, ийолит и уртит; все они были первоначально описаны в разных местностях разными авторами и получили собственные наименования.

Как показали статистические данные, содержания типоморфных и (\pm) существенных минералов для большей части видов горных пород составляют $>10\%$.

Для ультраосновных пород существенными минералами будут плагиоклаз, роговая обманка, слюда и др., если содержание каждого из них превышает 10% — породу следует относить к самостоятельному виду.

Наряду с этим имеются отклонения от принятых значений ($>10\%$) типоморфных и существенных минералов в некоторых видах горных пород. Так, например, в дунитах или оливинитах, типоморфными минералами которых, кроме оливина, являются соответственно хромшпинелид или магнетит, содержание последних составляет ниже 10% ($\leq 5\%$). Подобная же картина наблюдается в некоторых видах средних горных пород — кварцевых диоритах, кварцевых сиенитах, кварцевых монцонитах и др., содержание кварца в которых колеблется от 5 до 20% . Оливиновые виды отдельных ультраосновных и основных горных пород (оливиновый мелилитит, оливиновый меланефелинит, оливиновый мелалейцитит, оливиновый мелакальсилитит, оливиновое габбро, оливиновый норит) также содержат оливина $5-25\%$. Указанные отклонения следует учитывать при выделении оливиновых или кварцевых видов горных пород.

Для характеристики многих видов горных пород, помимо минерального состава и структурных особенностей, привлекаются такие информативные показатели, как отношение $\frac{Na_2O}{K_2O}$, что позволяет разделять породы на серии: натриевую ($\frac{Na_2O}{K_2O} > 4$), калиево-натриевую ($1-4$ для ультраосновных и основных пород и $0,4-4$ для средних и кислых пород) и калиевую (< 1 для ультраосновных и основных пород и $< 0,4$ для средних и кислых пород), а также коэффициент железистости (фракционирования) $K_{\phi} = \frac{(FeO + Fe_2O_3)}{(MgO + FeO + Fe_2O_3)} \cdot 100$ и коэффициент глиноземистости $al' = \frac{Al_2O_3}{Fe_2O_3 + FeO + MgO}$ хорошо коррелируется с относительным количеством цветных и лейкократовых минералов в основных и средних породах. К умеренно-глиноземистым относятся, в частности, базальтовые породы с цветовым индексом $40-47$ (установленным для плутонических пород) и отношением $\frac{Al_2O_3}{FeO + Fe_2O_3 + MgO} = 0,75-1,0$.

Основные породы с отношением $\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}} > 1$ относятся к высокоглиноземистым, а с отношением $\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}} < 0,75$ — к низкоглиноземистым. При этом при обычных петрографических описаниях прибавлять к названию вида горной породы приставку низко-, умеренно- или высокоглиноземистая нецелесообразно и обычно невозможно; такие прилагательные можно использовать при специальных петрологических исследованиях, когда имеется большое количество анализов и рассматриваются петрохимические особенности пород или сопоставляются серии пород и т. п.

Значения важнейших петрохимических характеристик ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$: $\frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{K}_2\text{O}}$; al'), позволяющие в совокупности с минеральным составом определять вид горной породы, были получены при обработке большого числа химических анализов основных пород с учетом их минерального состава и подтверждены статистическими расчетами химических анализов на ЭВМ «Мир-2»*. Так, например дискриминантная линейная функция, разделяющая нормальные и субщелочные базальты, показана на рис. 2. Линейные дискриминантные функции, разделяющие низко- и умеренноглиноземистые (I) и умеренно- и высокоглиноземистые базальты (на примере базальтов нормального ряда II), составляют: I) $0,8146 al' = 0,503 + 0,0434 \frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{K}_2\text{O}}$; II) $0,88599 al' = 0,8308 + 0,00498 \frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{K}_2\text{O}}$ (рис. 3).

Как выяснилось, различия между данными, полученными по химическому и минеральному составу и с помощью статистических расчетов, несущественные; это позволило полученные для базальтов значения петрохимических характеристик рекомендовать для проверки и других групп горных пород, не прибегая к математическим расчетам а используя лишь особенности минерального и химического состава пород. Для большей части горных пород значения оказались сходными, за исключением соотношения $\frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{K}_2\text{O}}$, которое, как было показано выше (см. также гл. V, VI), для средних и кислых пород несколько отличается от основных пород.

Следовательно, выделение видов производится по наибольшему числу комбинированных признаков и отвечает наиболее распространенным в природе магматическим породам. В характеристике видов предусматривается в определенных пределах изменчивость количественно-минерального и, соответственно, химического составов.

Для выделения разновидностей магматических пород в соответствии с существующей практикой допускается большое разнообразие признаков:

а) минералогический (присутствие второстепенного или даже акцессорного минерала в количестве, выше нормального для данного вида горной породы);

б) химический (повышенная основность плагиоклаза, высокая железистость темноцветных минералов и пр.);

в) структурные признаки и т. д.

Относительная значимость каждого из таких признаков определяется задачами конкретного исследования и варьирует от одной группы

* Статистические расчеты проведены сотрудниками математической группы эндогенного отдела ИГЕМ АН СССР Р. Х. Бахтеевым и И. А. Чижовой.

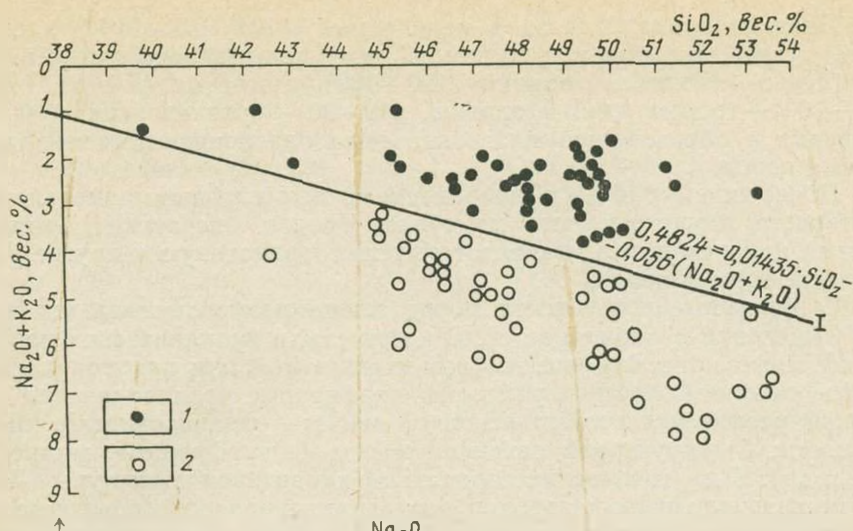


Рис. 2. Распределение базальтов нормального и субщелочного рядов в координатах $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$.

1 — базальты нормального ряда; 2 — базальты субщелочного ряда. I — линейная дискриминантная функция, разделяющая базальты нормального и субщелочного рядов

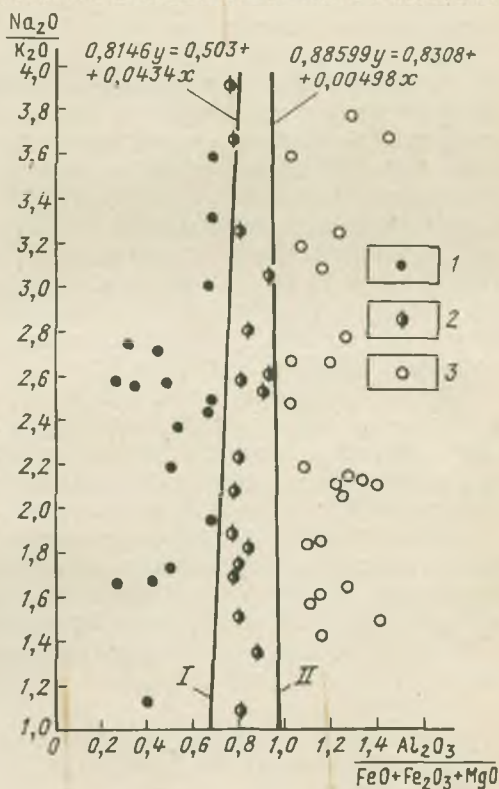


Рис. 3. Распределение базальтов нормального ряда в координатах $\frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3} - \frac{FeO + Fe_2O_3 + MgO}{FeO + Fe_2O_3 + MgO} = al', \text{век.}\%$.

1 — базальты низкоглиноземистые $al' < 0,75$; 2 — базальты умеренноглиноземистые $al' = 0,75 - 1$; 3 — базальты высокоглиноземистые $al' > 1$. I — линейная дискриминантная функция, разделяющая низко- и умеренноглиноземистые базальты; II — линейная дискриминантная функция, разделяющая умеренно- и высокоглиноземистые базальты

(ряда) горных пород к другой. Здесь уместно напомнить высказывание Е. С. Федорова: «обозначение разностей второстепенного значения должно быть, в интересах правильного развития науки, предоставлено самим авторам» [1901, с. 1].

В общем случае в разновидностях горных пород содержание существенного породообразующего минерала и характерного второстепенного минерала (гранат, магнетит, ильменит и др.) не превышает 10% (\leq).

Появление плагиоклаза в количестве $\leq 10\%$ (5—10%) в оливините, дуните, гарцбургите, типоморфными минералами которых соответственно являются оливин (90—100)+магнетит (5—10), оливин (90—100)+хромит (≥ 5), оливин (40—90)+ортопироксен (10—60), приводит к образованию плагиоклазовых разновидностей этих видов горных пород.

Появление ($< 10\%$) в дополнение к типоморфным минералам характерного второстепенного минерала (гранат, перовскит, меланит, рудный минерал и пр.) позволяет выделять гранатовую и другие разновидности горных пород.

Структурные особенности пород также могут служить критерием при выделении разновидностей. В частности, в вулканических породах: а) степенью кристалличности (при стекловатой или криптокристаллической основной массе характерны порфиновые разновидности, при полной раскристаллизации основной массы — порфировидные разновидности; б) структурой основной массы (витрофировые, микролитовые и др.). В плутонических породах: а) характером структуры — взаимоотношением главных породообразующих минералов (офитовые, пойкилоофитовые, долеритовые и др.); б) размером зерен: микрозернистые, гигантозернистые и др.

При отсутствии для разновидностей собственных традиционных названий (например, эвкрит и алливалит для анортитовых габбро и троктолита, кортландит и шрисгеймит для роговообманковых перидотитов) вводятся дополнительные к названию вида приставки или прилагательные (например, феррогаббро, плагиоклазовый гарцбургит, роговообманковый габбронорит, биотитовый клинопироксенит, гранатовый ортопироксенит, кварцевое габбро, меланорит, пегматоидный горнблендит и т. п.). На важность выделения тех относительных количеств составных частей, которые можно выражать в соответствующих прилагательных или приставках, неоднократно указывал еще Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1899—1902 гг.).

Таким образом, принимая химический принцип за основу генеральной систематики магматических пород (выделение групп, рядов), мы должны помнить, что конкретное выделение видов и разновидностей пород может быть произведено только с учетом их минералогических, петрохимических и структурных особенностей.

Для единства классификационных признаков критерии, установленные для пород нормального ряда, распространены и на субщелочные породы, хотя их исходные магмы по своим параметрам отличны от таковых для магм нормальной щелочности.

В прилагаемых классификационных таблицах даны следующие обозначения минералов.

Ab — альбит	arf — арфведсонит
Ag — энigmatит	avg — авгит
aeg — эгирин	Brc — баркевикит
aeg-avg — эгирин-авгит	Bt — биотит
Am — амфибол	Cc — кальцит
Ans — анальцим	Cpx — клинопироксен
Ap — апатит	Crt — хромшпинелид
alk Am — щелочной амфибол	Can — канкринит
alk Px — щелочной пироксен	di — диопсид
Ap — анортитовая составляющая в плагиоклазе	F — фельдшпатоид
and — андезин	Fa — фаялитовая составляющая в оливине

Fs — ферросилитовая (клиноферросилитовая) составляющая в пироксенах
Fsp — калиевый и калиево-натриевый полевой шпат
ged — геденбергит
gr — гранат
gs — гастингсит
Hbl — роговая обманка
Hm — гематит
Hyp — гиперстен
Il — ильменит
Kat — катафорит
Kc — керсутит
Ks — кальсилит
Lc — лейцит
Lc' — псевдолейцит
Lep — лепидомелан
M — темноцветные минералы
Mel — мелилит
Mnt — монтчеллит

Mt — магнетит
mc — слюда
Ne — нефелин
Ol — оливин
Ort — ортоклаз
Opx — ортопироксен
Or — ортит
Prv — перовскит
Phl — флогопит
Pl — плагиоклаз
Px — пироксен
Q — кварц
Rbc — рибекит
Rm — рудный минерал
rm — редкий минерал
Sod — содалит
Sph — сфен
Srp — серпентин
ti-avg — титанавгит
ti-Mt — титаномagnetит
Zr — циркон
ti-Hbl — титанистая роговая обманка
Wo — волластонит

КЛАССИФИКАЦИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

В группу ультраосновных пород, согласно общей систематике, отнесены магматические породы, содержащие менее 44% кремнезема. Эта группа, объединяющая практически бесполовошпатовые семейства и виды магматических пород*, четко разделяется на два петрохимических ряда: а) нормальной щелочности и б) щелочной.

Каждый ряд представлен двумя классами: плутонических и вулканических пород. Субщелочные виды ультраосновных плутонических пород в природе крайне редки**; из вулканических и гипабиссальных ультрабазитов к субщелочным может быть отнесен только один вид — слюдяной пикрит; следовательно, и здесь самостоятельный ряд субщелочных пород «не выстраивается». Более того, известно, что богатые слюдой (>10%) пикриты ассоциируются, как правило, с фельдшпатоидными и мелилитовыми их видами. Поэтому богатые слюдой (биотитом, флогопитом) пикриты рассматриваются нами в семействе щелочных пикритов, а субщелочные ряды в группе ультраосновных пород вообще не выделяются.

Ультраосновные породы нормального петрохимического ряда — это бесполовошпатовые ультрамафиты, типоморфными породообразующими минералами которых являются оливин и пироксен (ромбический и моноклинный) в различных количественных сочетаниях. Соотношениями именно этих минералов определяются традиционные названия видов ультраосновных пород, а также их границы. В классе вулканических и гипабиссальных пород рассматриваемого ряда выделяется одно семейство пикритов (табл. 1); в классе плутонических пород выделяются семейства существенно оливиновых пород (оливинитов — дунитов) и пироксен-оливиновых пород (перидотитов) (табл. 2).

В данной классификации из группы ультраосновных пород исключено семейство бесполовошпатовых существенно пироксеновых и роговообманковых пород (пироксенитов и горнблендитов, объединяемых также названием «перкниты»), которые почти во всех петрографических руководствах и справочниках рассматриваются совместно с плутоническими ультрабазитами. В количественно-минералогической классификации плутонических пород они, по своему цветовому индексу ($M > 90$) объединены вместе с бесполовошпатовыми ультрабазитами в одну группу ультрамафитов [Классификация..., 1975]. Однако в строной химической систематике, где критерием выделения групп магматических пород является содержание SiO_2 , эти породы, имеющие от 42 до 54% кремнезема и до 2,5% суммы щелочей, не являются ультраосновными *sensu stricto* и поэтому должны рассматриваться в группе

* В сравнительно редких разновидностях ультраосновных пород встречается до 10% плагиоклаза.

** Здесь речь могла бы идти преимущественно о слюдяном перидотите, встречающемся в виде ксенолитов в некоторых кимберлитовых трубках, или об описанной Кохом «оливино-слюдяной породе» из Гарцбурга, которую, как справедливо заключил В. Н. Лодочников, нельзя считать нормально магматической [Розенбуш, 1934].

основных пород, где они выделены в самостоятельное семейство пироксенитов — горнблендитов.

В то же время к группе ультраосновных пород отнесены недосыщенные вулканические и плутонические щелочные породы, независимо от их цветового индекса (в том числе и такие сапидитовые породы, как уртиты и нефелиниты). Эти щелочные породы, обычно рассматриваемые отдельно от других групп и семейств магматических пород, по главному петрохимическому признаку (содержание $\text{SiO}_2 < 44\%$) в настоящей классификации отнесены к самостоятельному щелочному ряду ультраосновных пород, подразделяемому на семейства и виды (табл. 3 и 4).

Ультраосновные магматические породы распространены в природе значительно меньше других групп изверженных пород (основных, средних, кислых). Наибольшее значение среди них имеют плутонические породы нормального петрохимического ряда, которые часто находятся в тесной связи с основными плутоническими породами. Вместе с последними они образуют значительное число разнообразных интрузивных ассоциаций, встречающихся в разной тектонической обстановке, например, альпинотипная габбро-перидотитовая формация эвгеосинклинальных зон, пироксенит-перидотитовая формация многоэпиклиналильных зон, формация концентрически-зональных дунит-клинопироксенит-габбровых интрузий геосинклинально-складчатых областей, формация стратиформных (расслоенных) перидотит-ортопироксенит-норитовых интрузий консолидированных геотектонических элементов, ассоциации перидотитов и габбро в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов и др. [Михайлов, 1972]. Особую и сравнительно редкую ассоциацию образуют гранатсодержащие разновидности глубинных ультрабазитов, встречающиеся в виде интрузивных массивов пироповых перидотитов в древнейших кристаллических комплексах докембрия и в виде глубинных ксенолитов пироповых перидотитов в кимберлитах.

Плутонические ультраосновные породы нормального петрохимического ряда, типоморфными минералами которых являются оливин, ортопироксен и клинопироксен, предлагается классифицировать и именовать согласно табл. 2. Границы видов ультраосновных пород даются в довольно широких пределах соответственно с рекомендациями по классификации ультрабазитов Международной подкомиссии по систематике изверженных пород [Классификация..., 1975, рис. 2 и 4], в основу которых были положены предложения советской делегации. Излишне большое дробление семейства на виды, как, например, выделение в семействе перидотитов «дунит-гарцбургита» и «саксонита» (т. е. гарцбургитов с низким и высоким содержанием ортопироксена), поскольку такие «виды» могут быть диагностированы только при специальных петрографических исследованиях с точным количественным подсчетом минерального состава породы. Для обычных же целей геологу вполне достаточно среди оливин-ортопироксеновых пород различать три вида: дунит-оливинит ($\text{Orx} < 10\%$), гарцбургит ($\text{Orx} 10\text{—}50\%$) и оливиновый ортопироксенит ($\text{Orx} 50\text{—}90\%$). При этом не нарушается изложенный выше принцип выделения видов горных пород: типоморфными минералами видов являются в первом случае оливин, во втором — оливин+ортопироксен, в третьем — ортопироксен. Это же относится и ко всем остальным выделенным в табл. 2 видам интрузивных ультрабазитов.

В табл. 2, наряду с видами, отмечены также некоторые наиболее обычные разновидности плутонических ультраосновных пород (плаггиоклазовые, роговообманковые и др.) и показаны принципы их выделе-

Классификация и характеристика ультраосновных вулканических пород нормального петрохимического ряда

Семейство горных пород		Пикритов		
Классификационные признаки семейства	Граничные содержания (вес. %)	$(36(\pm 2) \leq \text{SiO}_2 \leq 42(\pm 2); 0 \leq (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \leq 1; 20(\pm 2) \leq \text{MgO} \leq 37$		
	Типоморфные ± существенные минералы	Ol (Fa ₁₀) > 30, Crx. (диопсид-авгит, авгит, титанавгит), ± Hbl (Базальтическая бурая, керсутит)		
	Характерные второстепенные минералы	Pl (An ₇₀₋₉₀), Cr ₂ , Mt. ti—Mt, Al, Phl, Bt, gr, Sph		
Виды горных пород		Меймечит	Пикрит	Коматиит *
Типоморфные минералы видов		Ol, Crx	Ol, Crx, Hbl	Ol, Crx (Mg — пижопит)
Характеристика минерального модального состава видов		Вкрапленники — Ol Осн. масса — Crx, Ol, Mt, ± стекло	Вкрапленники — Ol, Crx, ± Hbl, Bt (Phl) Осн. масса — Crx, Ol, Pl, Hbl, Mt, ± стекло	Вкрапленники — Ol, Crx Осн. масса — Crx, Ol, Hbl, Pl, Mt, ± стекло
Граничные содержания химических компонентов видов (вес. %)	SiO ₂	35,0—39,0	39,0—43,5	40,0—43,0
	TiO ₂	0,3—2,0	0,3—1,5	0,2—0,7
	Al ₂ O ₃	0,5—2,5	4,5—8,0	3,0—8,0
	Fe ₂ O ₃	4,5—8,0	3,0—6,5	3,0—5,0
	FeO	4,5—6,5	3,5—9,0	4,5—7,5
	MnO	0,1—0,2	0,1—0,3	0,1—0,2
	MgO	27,0—37,0	20,0—32,0	22,0—32,0
	CaO	1,5—5,0	2,5—7,5	4,5—6,5
	Na ₂ O	0,0—0,2	0,2—0,5	0,2—0,3
	K ₂ O	0,0—0,2	0,1—0,3	0—0,3
	A = Al ₂ O ₃ + CaO + Na ₂ O + K ₂ O	3,5—9,0	9—14	8—14
	S = SiO ₂ — (Fe ₂ O ₃ + FeO + MgO + MnO + TiO ₂)	7,5—12,5	4—1,5	0—5,5
Разновидности видов				
1. По минералогическим особенностям:				
а. При содержании оливина 60—75%		Богатый оливинном	—	—
б. При содержании оливина 25—35%		Бедный оливинном	—	—
в. При содержании роговой обманки ≤ 10%		—	Пироксен-роговообманковый	—
г. При содержании флогопита (биотита) до 10%		—	Флогопит (биотит)-пироксеновый	—
2. По степени кристалличности:				
а. При стекловатой или криптокристаллической основной массе		Порфиновый	Порфиновый	Порфиновый, афировый
б. При полной раскристаллизации основной массы		Порфировидный	Порфировидный	—
Характерные особенности видов		Характерны порфировые (порфировидные — для кристаллически-зернистых разновидностей) структуры, обусловленные наличием фенокристов оливина, которые по размерам и полному кристаллографическому развитию резко выделяются среди микролитовой или стекловатой (обычно сильно разложившейся) основной массы. Среди вторичных продуктов исключительное развитие имеет серпентин, часто также выполняющий миндалин; хлорит не характерен	Характеризуются резко выраженными порфировыми и порфировидными структурами с резко идиоморфными фенокристами оливина (и клинопироксена), что, наряду с особенностями минерального состава, служит главным отличительным признаком пикритов от плуто尼亚ческих ультрамафитов. Среди вторичных продуктов, наряду с серпентином, развиваются хлорит, карбонаты, цеолиты	Главнейший отличительный признак — специфическая закалочная структура «спинифекс», определяющаяся развитием дендритовидных, радиально или хаотически расположенных кристаллов оливина и (или) клинопироксена, характеризующихся плосковытянутыми таблитчатыми, лейстовидными или игольчатыми формами; интерстиционный материал образован мелкими скелетными кристаллами клинопироксена, зернами магнетита, хромита и девитрифицированным стеклом

* Имеется в виду наиболее широко известный перидотитовый коматиит; базальтовый и пироксенитовый коматииты рассматриваются в группе основных пород.

Классификация и характеристика ультраосновных плутонических пород нормального ряда

Классификационные признаки ряда	33 < SiO ₂ < 44(±2); 0 < (Na ₂ O + K ₂ O) < 1,5								
	Граничные содержания (вес. %)		Оливинитов — дунитов					Перидотитов	
	Типоморфные ± существенные минералы		Ol, Орх, Срх, ± Нbl					Crt, Mt	
Семейства горных пород	Оливинитов — дунитов			Перидотитов					
Содержания в семействе (вес. %)	33—40			38—44					
SiO ₂	0—0,5			0,2—1,5					
Na ₂ O + K ₂ O	Ol (Fa ₅₋₂₀)			Ol (Fa ₅₋₂₀), Орх (энстатит, бронзит, гиперстен), Срх (диопсид, геденбергит)					
Типоморфные минералы семейств	Оливинит	Дунит	Гарцбургит	Лерцолит	Верлит	Роговообманковый перидотит			
Виды горных пород	Ol, Mt	Ol, Crt	Ol, Орх	Ol, Орх, Срх	Ol, Срх	Ol, Орх, Срх, Нbl			
Типоморфные минералы видов	Ol 90—100 Mt < 10 (>5) Орх } < 5 Срх }	Ol 90—100 Crt < 5 (>5) Орх } < 5 Срх }	Ol 40—90 Орх 10—60 Срх < 10 Нbl < 5	Ol 40—80 Орх 10—50 Срх 10—50 Нbl < 5	Ol 40—90 Срх 10—60 Орх < 10 Нbl < 5	Ol 30—70 Орх 10—50 Срх 10—40 Нbl 10—40			
Граничные содержания минерального модалового состава видов (об. %)									
Химических компонентов (вес. %)	SiO ₂	35—38	33—40	36—42	39—44	40—45	40—45		
	TiO ₂	0,2—1,0	0—0,2	Сл.—0,3	0,05—0,5	0,05—0,5	0,1—0,8		
	Al ₂ O ₃	0,2—2,0	Сл.—2,0	0,2—2,5	1—4	0,4—7,0	4—8		
	Fe ₂ O ₃	8—20	4—10	5—10	7—11	6—13	10—18		
	FeO								
	MnO	0,1—0,2	Сл.—0,2	Сл.—0,2	0,1—0,2	0,1—0,2	0,1—0,3		
	MgO	39—43	41—47	34—42	28—36	23—30	18—28		
	CaO	0—1	0—1,5	0,2—2,0	3—8	6—12	8—12		
Граничные содержания видов	Na ₂ O	0—0,4	0—0,2	0—0,3	Сл.—0,6	Сл.—1,0	0,2—1,2		
	K ₂ O	0—0,1	0—0,1	0—0,1	0—0,2	0—0,5	0,2—0,8		
	P ₂ O ₅	Сл.—0,1	Следы	Следы	Следы	Сл.—0,2	0,1—0,4		
	A = Al ₂ O ₃ + CaO + Na ₂ O + K ₂ O	0—3	0—3	2—7	4—10	10—18			
	S = SiO ₂ - (Fe ₂ O ₃ + FeO + MgO + MnO + TiO ₂)	15—20	15—20	1—5	10—10	10—16			
Разновидности видов (По минералогическим особенностям: а. При P1 ≤ 5% б. При гранате ≥ 55% в. При Орх ≥ Срх г. При Орх ≤ Срх	Плагиоклазовый Гранатовый		Плагиоклазовый Гранатовый		Кортландит Шрисгеймит				
Характерные особенности семейств и некоторых видов горных пород	Характеризуются панидиоморфнозернистой структурой; для магнетитовых оливинитов с повышенным содержанием магнетита типичны сидеронитовые структуры. Оливиниты обычно более богаты магнетитом, чем дуниты хромшпинелидом. Оливиновые породы обычно в той или иной степени серпентинизированы вплоть до превращения их целиком в серпентиниты		Структура гинидиоморфнозернистая с резко выраженным идиоморфизмом оливина вплоть до образования пойкилитовых структур, особенно характерных для роговообманковых перидотитов. Обычна серпентинизация; в сильно серпентинизированных породах границы отдельных зерен оливина исчезают, а пироксен в массе серпентина сохраняется наподобие псевдопорфировых выделений. Для гарцбургитов характерны полные псевдоморфозы серпентина по ортопироксену (бастит)						

Классификация и характеристика ультраоснов

Классификационные признаки ряда	Граничные содержания SiO_2 и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (вес. %)	$30 \leq \text{SiO}_2 \leq 44 (\pm 2)$;		
	Типоморфные \pm существенные минералы	Ol, Mel, Ne и (или другие натриевые фельдшпа		
	Характерные второстепенные минералы	Phl, Bt, Am, Prv, Mnt, gr (меланит), Cc		
Семейства горных пород		Щелочных пикритов		
Типоморфные \pm существенные минералы семейств		Ol, \pm Cpx, Mel, F, Bt (Phl)		
Виды горных пород		Биотит-пироксеновый пикрит*	Меллитит-пироксеновый пикрит	Фельдшпатоидный пикрит
Типоморфные минералы видов		Ol, Cpx, Bt (Am)	Ol, Cpx, Mel	Ol, Cpx, Ne (Lc, Anc)
Граничные содержания минерального модалового состава видов (об. %)		Ol > 25 Cpx 20—60 Phl (Bt) 10—30 Am 0—15	Ol > 25 Cpx 20—50 Mel 5—20 Phl, Bt 0—10 Ne 0—5	Ol > 25 Cpx 20—50 Ne } 5—20 Lc } Anc } Phl } Bt } 0—20 Am }
Граничные содержания химических компонентов видов (вес. %)	SiO_2	39—41	38—40	39—41
	TiO_2	1—4,5	1—4	1—4,5
	Al_2O_3	4—7	4—7	4—7
	Fe_2O_3	4—8	4—8	4—8
	FeO	6—12	6—9	6—12
	MnO	0,1—0,2	0,1—0,2	0,1—0,2
	MgO	20—30	20—25	20—30
	CaO	6—10	10—15	6—10
	Na_2O	0,5—1	0,5—1,5	1—2,5
	K_2O	1—2,5	1—3	0,5—2
P_2O_5	0,2—0,5	0,1—0,3	0,2—0,5	
Важнейшие петрохимические характеристики видов (вес. %)	$\frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O}}$	1,5—4 < 1	1,5—4 < 1; 1—4	1,5—4 < 1; 1—4
	$\text{al}' = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}}$	< 1	< 1	< 1
Разновидности видов: 1. По второстепенному силикатному минералу			Нефелиновый, лейцитовый	Нефелиновый (хатангит), лейцитовый (угандит), кальситовый, анальцитовый плагиоклаз-фельдшпатоидный

* Биотит-пироксеновый пикрит, а также некоторые разновидности беспироксенового пикрита и кимберлит формально являются субщелочными изверженными породами, но включены в

ных вулканических пород щелочного ряда

$$2(\pm 1) \leq (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \leq 14$$

тоиды:

Lc и (или Ks, \pm Срх (авгит, диопсид, титан авгит)

Мелилититов				
Mel, \pm Ol, Срх, F				
Беспироксено- вый* щелочной пикрит	Кимберлит*	Оливиновый мелилитит	Мелилитит	Беспироксеновый мелилитит и оливиновый
Ol, \pm Mnt, Mel, Cc	Ol (Srp), Cc, Phl	Mel, Срх, Ol	Срх, Mel	Mel, Ol
Ol > 25 Mnt 0—50 Mel 0—25 Cc до 30 Bt до 20 Srp 0—50 Ne 0—10	Ol (Srp) > 25 Cc до 50 Phl до 20 Барофильные акцессории: пикроильменит, пироп, алмаз	Mel 10—50 Срх 10—60 Ol 5—25 Ne } 0—20 Lc } Phl, Bt } 0—10 Am } Mel > Ne	Срх 40—60 Mel 10—60 Ne } Lc } 0—20 Ks } Phl, Bt 0—10 Ol 0—5 Mel > Ne (Lc, Ks)	Mel 30—60 Ol 5—25 Ne } Lc } 0—30 Ks } Phl, Bt 0—15 Mel > Ne
30—40 1,5—5,0 5—7 4,5—14 4—10 0,1—0,2 18—30 5—10 0,2—1,5 0,3—3,0 0,3—1	25—38 0,5—1,5 2—6 4—7 2—5 20 5—15 0,1—0,2 0,3—0,8 0,3—0,7	36—38 1—5 6—10 5—9 6—10 0,2—0,3 10—18 13—17 1—3 1,0—3 0,6—1	35—39 1,5—4 8—15 5—15 2—7 0,1—0,3 5—12 12—20 1,5—5 1—5 0,2—2	35—37 2—5 6—12 6—8 5—8 0,1—0,3 12—15 13—17 2—4 2—4 0,5—1
<1; 1—4 <1; 1—4 <1	0,5—2 <1 <1	3—4 <1; 1—4 <1	3—9 <1; 1—4 <1	5—6 <1; 1—4 <1
Нефелин-мон- тичеллитовый	Слюдяной	Нефелиновый, лейцитовый, кальсилит-лей- цитовый (ве- нанцит)	Нефелиновый, лейцитовый	Нефелиновый, лейцитовый, каль- силит-лейцитовый (кагунгит)

семейство щелочных пикритов в связи с повышенным (>1%) содержанием щелочей и частой ассоциацией с ультраосновными фондитами.

2. По второстепенному цветному минералу	Амфиболовый		
3. По степени раскристаллизации			
Характерные особенности семейств и некоторых видов горных пород	Все виды изобилуют вкраплениями олигоценно-клинопироксеновый (за исключением обогащен биотитом и амфиболом, салиттерстиши или образуют микролиты в стеклованных разновидностях существенная роль мессерпентина и карбонатов. Кальцит иногда сласталлические глобулы. Структура пород гипаили порфириовидная.		

Классификационные признаки ряда	Граничные содержания SiO_2 и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (вес. %)	$30 \leq \text{SiO}_2 \leq 44 (\pm 2)$; $2 (\pm 1) \leq (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \leq 1$		
	Типоморфные \pm существенные минералы	Ol, Mel, Ne и (или) другие натриевые фельдшпатоиды: Lc и (или) Ks, \pm Cpx (авгит, титанавгит, диопсид)		
	Характерные второстепенные минералы	Phl, Bt, Am, Prv, Mnt gr (меланит), Cc		
Семейства горных пород		Ультраосновных		
Типоморфные \pm существенные минералы семейств		Ne, Aps, Lc или		
Виды горных пород	Оливиновый меланефелинит	Меланефелинит	Нефелизит	
Типоморфные минералы видов	Cpx, Ne, Ol	Cpx > Ne	Ne > Cpx	
Граничные содержания минерального модального состава видов (об. %)	Cpx 30—70 Ne 10—30 Ol 5—25 Mel 0—20 Lc 0—10 Phl, Bt 0—10 Ne > Mel	Cpx 50—70 Ne 10—40 Mel 0—20 Ol 0—50 Lc 0—10 Phl, Bt 0—10 Ne > Mel	Ne 40—60 Cpx 30—50 Lc 0—20 Bt, Phl 0—10 Mel 0—5 Ol 0—50	

Флогопитовый, мелилитовый, монтichelлитовый, кальцитовый	Биотитовый, амфибол-биотитовый, кальцитовый, кальцит-биотитовый (альнеит)	Биотитовый (коппаелит)	Нефелин-биотитовый (польценит), биотит-нефелин-монтichelлитовый (везецит), нефелин (гаюин)-биотитовый (бергалит)
			Стекловатый (рушаит)

вина (до 50—70%). Базис суем беспироксеновых видов), чакские минералы занимают интом мезостазиесе. В беспирокселлита, монтichelлит и (или) гаает микролиты или поликриабиссальной фации порфировая

Вкрапленники оливина, мелилита и клинопироксена погружены в клинопироксен-мелилитовый микролитовый базис с той или иной примесью фельдшпаттоидов (не обязательно). Беспироксеновые виды характеризуются постоянным и повышенным содержанием фельдшпаттоидов и (или) вулканического стекла. Базис иногда обогащен биотитом (флогопитом). Характерные продукты изменения мелилита и вулканического стекла — серпентин, хлорит, карбонаты, цеолит. Структура пород гипабиссальной фации порфировая или порфировидная

фондитов

Ks, Cpx ± Ol

Оливиновый мелаанальцитит и мелаанальцитит	Оливиновый мелалейцитит	Мелалейцитит	Оливиновый мелакальсилитит (мафурит)
Cpx, Apc, Ol	Cpx, Lc, Ol	Cpx, Lc	Cpx, Ks, Ol
Cpx 30—70 Apc 10—30 Ol 0—25 Phl, Bt 0—10	Cpx 30—70 Lc 10—30 Ol 5—25 Mel 0—10 Ne 0—10 Ks 0—10 Bt 0—10	Cpx 50—70 Lc 10—40 Me 1 0—10 Ne 0—10 Ks 0—10 O -5	Cpx 30—70 Ks 10—30 Ol 5—25 Mel 0—10 Ne 0—10

Граничные содержания химических компонентов видов (вес. %)	SiO_2 TiO_2 Al_2O_3 Fe_2O_3 FeO MnO MgO CaO Na_2O K_2O P_2O_5	38—44 1,5—5 8—12 5—10 5—10 0,1—0,3 8—18 10—14 2—4 1—2 0,2—0,8	38—44 2—5 8—14 4—9 5—10 0,1—0,3 5—10 10—14 2—5 1—3 0,2—1	41—46 1—1,5 14—18 4—7 2—6 0,1—0,2 1—4 7—10 6—9 2,5—4,5 0,2—1
Важнейшие петрохимические характеристики видов (вес. %)	$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ $\text{Na}_2\text{O}; \text{K}_2\text{O}$ Al_2O_3 $al' = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}}$	3—6 1—4 <1	3—8 1—4 <1	10—13 1—4 1—2
Разновидности видов: 1. По второстепенному салическому минералу	Лейцитовый (онкилонит)	Лейцитовый	Нозеановый (нозеанит), лейцитовый (эгиндит), полевошпатовый	
2. По второстепенному цветному минералу	Мелилитовый, биотитовый (когутит), биотит-амфиболовый (весселит)	Мелилитовый, биотитовый	Оливиновый, биотитовый (бермудит), волластонитовый	
3. По степени раскристаллизации	Стекловатый—оливиновый гиаломеланефелинит (лимбургит)	Стекловатый—гиаломеланефелинит (авгитит)		
Характерные особенности семейств и некоторых видов горных пород	Вкрапленники в меланократовых видах образуются только Ol и Crx, в нефелинитах к ним присоединяется Ni. Структура базиса микролитовая или нефелинитовая. Стекловатый мезостазис, как правило, замещен цеолитами, карбонатом, хлоритом. Структура пород гипабиссальной фации порфиновая, серийно-порфиновая или порфириновая			

Классификация и характеристика ультра

Классификационные признаки ряда	Граничные содержания (вес. %) SiO_2 и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$	$34 \leq \text{SiO}_2 \leq 44 \pm 2$			
	Типоморфные ± существенные минералы	Ne (или другой натриевый фельдшпатоид), Lc,			
	Характерные второстепенные минералы	Prv, Mel, Bt, Phl, Wo, Cc, Mnt			
Семейства горных пород		Мелилитолитов			
Типоморфные ± существенные минералы семейств		Mel, ± Cpx (диопсид, авгит-диопсид), Ne, O			
Виды горных пород		Мелилитолит	Кугдит	Ункомпагрит	Турьяит
Типоморфные минералы вида		Mel	Mel, Ol	Mel, Cpx	Mel, Cpx, Ne
Граничные содержания минерального модального состава (об. %)		Mel > 70 Ol 0—10 Cpx 0—10 Ne 0—10	Mel 50—70 Ol 10—40 Cpx 0—10	Mel 50—70 Cpx 10—30 Ne 0—10 Ol 0—10	Mel 40—70 Cpx 10—30 Ne 10—30 Ol до 30
Граничные содержания некоторых химических компонентов видов (вес. %)	SiO_2	34—42	36—41	32—42	34—40
	TiO_2	1—4,5	0,5—3	1,5—4	1—5
	Al_2O_3	3—7	2—4,5	3—7	7—12
	Fe_2O_3	4—10	3—6	6—10	4—10
	FeO	6—8	5—9	3—8	2—8
	MnO	0,1—0,2	0,1—0,3	0,1—0,2	0,1—0,3
	MgO	8—12	14—22	8—12	6—10
	CaO	25—35	20—30	25—30	17—27
	Na_2O	1,5—4	1—2	2—4	3—6
	K_2O P_2O_5	0,2—0,5 0,05—0,2	0,2—1 0,05—0,2	0,2—1 0,1—0,2	0,5—2 0,1—0,7
Важнейшие петрохимические характеристики видов (вес. %)	$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$	2—4	1,5—2,5	2—4	4—8,5
	$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$	1—4	1—4	1—4	1—4
	$\text{al}' = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}}$	< 1	< 1	< 1	< 1
Разновидности видов 1. По второстепенному салическому минералу		Нефелиновый		Нефелиновый	
2. По второстепенному цветному минералу		Оливиновый, пироксеновый	Пироксеновый	Оливиновый	Оливиновый

* Б. М. Куплетский [1946], Н. А. Елисеев [1957], Е. Кинг и Д. Сатерленд [King, Suther пород с цветовым индексом 70, учитывая вариации составов пород в пределах обособленных

основных плутонических пород щелочного ряда

$$2(\pm) \leq (Na_2O + K_2O) \leq 20$$

Lc, Mel, \pm Cpx, (авгит-диопсид, авгит, титанавгит, эгирин-авгит), Ol (Fe_{8-15})

Ультраосновных фойдолитов					
Ne или Lc (псевдолейцит), Cpx (авгит-диопсид, диопсид, титанавгит, эгирин-геденбергит, эгирин-диопсид), \pm Ql					
Окаит	Якупирангит	Мельтейгит *	Ийолит *	Уртит	Миссурит
Mel, Ne	Cpx \gg Ne	Cpx > Ne	Ne > Cpx	Ne \gg Cpx	Cpx, Lc
Mel 50—70 Ne 10—40 Cpx 0—10 Ol 0—10	Cpx 80—90 Ne 0—10 Ol 0—10	Cpx 40—70 Ne 10—50 Ol 0—10	Ne 50—70 Cpx 20—40	Ne > 70 Cpx < 20	Cpx 40—60 Lc 10—30 Ol 0—15; Anc 0—10 Ne 0—10; Phl 0—10
36—41 1—3 14—18 4—7 2—4 0,1—0,2 5—7 16—22 6—7 2—3 0,1—1	35—46 1—6 2,5—8 6—12 5—9 0,1—0,2 10—14 16—22 0,5—3 0,3—1,5 0,2—2	39—43 1,5—4 5—15 5—8 5—7,5 0,1—0,3 6,5—10 15—18 2—6 1—2 0,3—2,5	38—44 0,5—4,5 16—23 3—7 1—5 0,1—0,3 1,5—5,5 6—12 7—12 3—4,5 0,3—2	40—45 0,5—2,5 23—30 1—6 1,5—4 0,1—0,3 0,5—1,5 2—7 11—16 3—6,5 0,3—1	42—46 1—2 8—12 3—6 5—8 0,1 8—15 10—14 1—2 2—6 0,2—0,8
8—10 1—4 1—2	2—4 1—4; <1 <1	5—8 1—4 <1; 1—2	10—14 1—4; >4 2—4	16—20 >4 >4	5—8 <1 <1
Гаюиновый	Полевошпатовый, псевдолейцитовый	Полевошпатовый	Лейцитовый (нилигонгит)	Лейцитовый	
Пироксеновый, оливниновый	Оливиновый, рудный, меланитовый, кальцитовый, апатитовый	Меланитовый, волластонитовый, кальцитовый, оливниновый	Меланитовый, волластонитовый, кальцитовый	Биотитовый, амфиболовый	

land, 1960], В. А. Кононова [1976] и др. расширили границы ийолитов за счет мельтейгитов до геологических тел.

Характерные особенности семейств и некоторых видов горных пород

Слюда (биотит, флогопит), часто присутствующая в породах всех семейств этого ряда, за редким исключением (некоторые разновидности уртита и калиевых фойдолитов), имеет вторичное (авто- или контактово-метасоматическое) происхождение. Поэтому содержание слюды не является основанием для выделения особых видов или разновидностей щелочно-ультраосновных плутоцитов. Характерна гиллидоморфная структура с рядом идиоморфизма: $Ol > Crx > Mel > Ne$; в некоторых разновидностях окантов и турьяитов зерна нефелина ограничены совершенные выделения мелилита и клинопироксена. Диагностику мелилитолитов облегчают специфические продукты вторичного изменения мелилита — агрегаты цеболлита, диопсида, кальцита, флогопита, граната, везувиана и волластонита

ния. Виды перидотитов с гранатом в таблицу не включены. Присутствие в породе граната (пироба) следует указывать в соответствии с рекомендациями Международной подкомиссии: гранат $\leq 5\%$ — гранат-содержащий перидотит; гранат $> 5\%$ — гранатовый перидотит. Устаревшие синонимы гранатового перидотита — «гордунит» и «гриквандит» — рекомендуется не употреблять ввиду недостаточно четкого определения этих терминов.

Плутонические ультрабазиты (ультраосновные ультрамафиты) в ряде случаев (особенно в комплексах расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузий) связаны через плагиоклазосодержащие разновидности постепенными переходами с габброидами. За границу между ними предлагается принять содержание 10% плагиоклаза. Присутствие плагиоклаза в количестве до 10% для всех видов ультрабазитов отмечается прилагательным «плагиоклазовый». Породы того же минерального состава, но содержащие более 10% плагиоклаза, относятся уже к меланократовым разновидностям габброидов (см. табл. 2 и 7), хотя по кремнекислотности некоторые из них могут оставаться еще в группе ультраосновных пород.

Если для плутонических ультраосновных пород нормального петрохимического ряда мы следовали традиционному и достаточно четкому их расчленению на виды и разновидности, то для вулканических и гипабиссальных пород того же ряда пришлось предложить по существу новую и пока упрощенную их классификацию, которую следует рассматривать как предварительную. Дело в том, что в связи с относительной редкостью ультраосновных вулкаников существует тенденция рассматривать их в качестве экзотических образований, что привело к появлению множества различных местных названий, причем различными исследователями в эти названия вкладывается различный смысл. Это приводит к тому, что даже в пределах одного региона породы одинакового состава и структуры получают различные наименования.

В течение двух последних десятилетий накоплено уже много достоверных данных о находках ультраосновных эффузивов в автономных проявлениях в связи с базальтовыми вулканическими ассоциациями и о наличии ультрамафитовых дифференциатов в составе некоторых комплексов гипабиссальных существенно базитовых интрузий [Михайлов, Семенов, 1976; Михайлов, 1976; Марковский, Ланда, 1976; Симон,

В меланократовых членах семейства клинопироксен идиоморфнее нефелина, представлен чаще авгит-диопсидом, авгитом или титанавгитом; в лейкократовых идиоморфизм главных минералов равный или несколько лучше у нефелина, клинопироксен содержит, как правило, повышенную примесь эгиринового минерала. Трахитоидная текстура больше характерна для меланократовых видов

Баскина, 1976 и др.]. Как было показано, вулканические ультрабазиты формировались от позднего архея до кайнозоя в различных тектонических обстановках — в архейских зеленокаменных поясах, на платформах и в геосинклинально-складчатых областях на разных стадиях их развития. Эти новые данные опровергают известный тезис классической петрографии о том, что ультраосновные породы не имеют эффузивных представителей, подобно тому, как нет эффузивных горных пород, соответствующих анортозитам. Сопоставление данных по петрографической характеристике всех известных проявлений эффузивных и гипабиссальных ультраосновных пород (т. е. пикритов, пикритовых порфиритов, меймечитов, коматиитов и др.) показывает, что все они обладают общими устойчивыми петрографическими признаками, позволяющими отнести их к одному семейству пикритов, которое теперь достаточно четко обособилось в группе ультраосновных пород.

Проведенная Б. А. Марковским статистическая обработка 450 химических анализов вулканических и гипабиссальных ультраосновных пород (включая меймечиты и коматииты) из различных регионов мира показала петрохимическую однородность всех этих образований, что подтверждает принадлежность их к одному семейству — пикритов.

Термин пикрит, несмотря на некоторое изменение его первоначального содержания, заложенного Г. Чермаком, является традиционным и привычным для обозначения ультраосновных вулканических и гипабиссальных пород, что и определило использование его в настоящей классификации для названия семейства (см. табл. 1).

Как следует из табл. 1, граничными значениями семейства пикритов являются содержания SiO_2 от 36 до 42%, MgO от 25 до 37% и суммы щелочей от 0 до 1%, причем содержание последних в подавляющем большинстве пикритовых пород не превышает 0,6%.

Для сопоставления химизма пикритов и плутонических ультрамафитов (включая пироксениты) использована предложенная В. А. Барсуковым и Л. В. Дмитриевым диаграмма в координатах $A-S$, где $A = \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, а $S = \text{SiO}_2 - (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2)$. Поля отдельных видов ультрамафитов и пироксенитов на этой диаграмме получены оконтуриванием площадей распределения многочисленных средних составов соответствующих пород из различных регионов СССР с использованием более 1000 частных анализов.

Нанесение полей лишь с учетом средних составов пород определило «схематичность» диаграммы и дискретность соответствующих полей. Относительно четкая обособленность полей составов отдельных видов ультрамафитов, по сравнению с другими петрохимическими графиками, связана и со спецификой выбранной диаграммы (рис. 4), так как здесь ордината А суммирует компоненты, входящие в состав клинопироксена (диопсида) и полевых шпатов, а абсцисса S характеризует соотношение между оливином и ортопироксеном и одновременно отражает степень основности изверженных пород. На этой диаграмме (см. рис. 4) отчетливо видны, с одной стороны, близость состава пикритовых пород к лерцолитам и верлитам, а с другой — полное отсутствие среди пикритов каких-либо петрохимических аналогов более магниальных ультрамафитов (дунитов, оливинитов). Последний факт свидетельствует об ошибочности существующего мнения о меймечите как представителе полустекловатой фации дунита [Заварицкий, 1961, с. 229].

На диаграмме A-S поле составов вулканических и гипабиссальных ультрамафитов семейства пикритов, о контурное пунктирной линией, отчетливо показывает их петрохимическую общность. Вместе с тем, в пределах этого поля устанавливаются и определенные вариации состава пикритовых пород, подтверждающие петрохимическую обоснованность выделения в семействе пикритов трех видов: меймечита, пикрита и перидотитового коматиита (см. табл. 1).

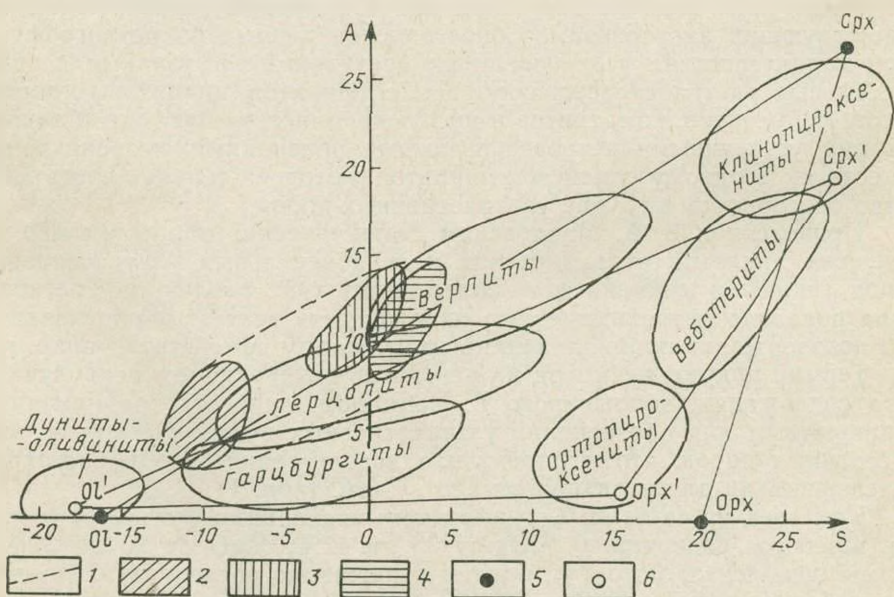


Рис. 4. Положение полей статистического распределения химических составов главных видов интрузивных ультрамафитов и пикритов в координатах $A = Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O$ и $S = SiO_2 - (Fe_2O_3 + FeO + MgO + MnO + TiO_2)$; вес. %.

1 — поле составов вулканических и гипабиссальных пород семейства пикритов; 2 — меймечиты; 3 — пикриты; 4 — перидотитовые коматииты. Фигуративные точки составов типоморфных породообразующих минералов: 5 — идеальные (нормативные) составы форстерита, энстатита, диопсида (Cl, Orx, Crx); 6 — составы оливина, ромбического пироксена, диаллага (OI', Orx', Crx') из ультраосновных пород, по П. Н. Чирвинскому [Четвериков, 1956]

Особенно четко на этой диаграмме обособилось поле составов меймечитов, соответствующее составам высокомагнезиальных гарцбургитов и лерцолитов. Это определяет справедливость общепринятого определения меймечита как бесполовошпатового богатого оливином пикрита, эффузивного (гипабиссального) аналога богатого оливином перидотита [Бутакова, 1956]. Еще более четкую характеристику меймечита дает Л. С. Егоров: «меймечит — высокомагнезиальный (богатый вкрапленниками оливина и серпентином в базисе) алкалитоховый пикрит, лишенный модалных и виртуальных алюмосиликатов, щелочных и гиперизвестковистых силикатов и продуктов их изменения» [Егоров, Сурина, 1976, с. 30]. Иначе говоря, меймечитами следует называть только те пикритовые породы, которые лишены «базальтоидных компонентов», в том числе и нормативного плагиоклаза в сколь угодно существенном количестве. При таком толковании термина полностью исключается допускаемое иногда нивелирование различий между меймечитом и собственно пикритом, для которого типоморфными существенными минералами являются оливин (Fe_{20}) и клинопироксен (диопсид-авгит, авгит, реже титанавгит). К собственно пикритам следует относить ультрамафитовые вулканические и гипабиссальные породы с обязательным содержанием «базальтоидных компонентов», т. е. плагиоклаза (модалного или нормативного), амфибола (базальтическая буровая роговая обманка, керсутит) и часто слюды (флогопит, биотит). В этом — главная особенность минералогии пикритов (и перидотитовых коматиитов), отличающая их от меймечитов.

На диаграмме A-S и в табл. 1 можно проследить от меймечитов к пикритам и перидотитовым коматиитам снижение содержания MgO и TiO_2 и возрастание содержания SiO_2 , Al_2O_3 , CaO и щелочей, в связи с чем более вероятным становится присутствие модалного плагиоклаза, нормативное содержание которого всегда существенно во всех разновидностях пикритов и перидотитовых коматиитов. Таким образом, пикриты и перидотитовые коматииты петрохимически являются эффузивными и гипабиссальными аналогами плагиоклазовых лерцолитов и верлитов (см. рис. 4).

Необходимость выделения в самостоятельный вид коматиита, петрохимически в общем близкого к виду собственно пикрита, обусловлена, во-первых, тем, что в последнее время этот термин стал особенно популярен и прочно утвердился как в зарубежной, так и в отечественной литературе, а во-вторых, тем, что коматииты представляют собой уникальные магматические образования, формировавшиеся в условиях сильного переохлаждения ультраосновного расплава и его исключительно быстрой кристаллизации. Термином «перидотитовый коматиит» (или просто «коматиит») обозначаются ультрамафитовые лавы и гипабиссальные породы с очень своеобразными структурами «спинифекс» [Nesbitt, 1971], характеризующиеся крупными беспорядочно или субпараллельно ориентированными скелетными, дендритовидными кристаллами оливина и игольчатыми зернами клинопироксена, образующими сложно-блоковые срастания в стекловатой или девитрифицированной основной массе. Считается, что структуры спинифекс, наряду с высоким содержанием в коматиитах магнезиально-железистых минералов (особенно магнезиального пижонита) и при относительно высоком отношении CaO/Al_2O_3 ($>0,8$), указывают на образование этих пород путем быстрой кристаллизации ультраосновных магматических расплавов.

К коматиитам за рубежом проявляется большой интерес, так как в генетической связи с ними в архейских зеленокаменных поясах в по-

следние годы выявлен новый тип месторождений богатых сульфидно-никелевых руд (Юго-Западная Австралия, Канада и др.). В августе 1979 г. в Канаде была проведена первая международная конференция по проблеме коматиитов, подготовленная недавно возникшим «Клубом по коматиитам». На этой конференции обсуждались вопросы диагностической характеристики коматиитов и номенклатура эффузивных и гипабиссальных членов «коматиитовых серий».

Таким образом, перидотитовый коматиит, с точки зрения диагностических признаков, мог бы рассматриваться главным образом как структурная разновидность пикрита; его определяющие количественно-минералогические и петрохимические показатели, как видно из табл. 1, в значительной степени варьируют и в общем почти все перекрываются соответствующими показателями пикрита. Однако отмеченные выше особенности перидотитового коматиита позволяют рекомендовать его выделение в предлагаемой классификации не в качестве разновидности пикрита, а в ранге самостоятельного вида, имеющего очень важное как петрогенетическое, так и формационное и металлогеническое значение.

Естественно, что эта (по существу первая) попытка уложить в рамки предлагаемых трех главных видов пикритового семейства все разнообразие эффузивных и гипабиссальных ультрамафитов является условной и ограниченной; но на данной стадии изученности этих магматических образований предлагаемая схема представляется пока единственно приемлемой. Дальнейшее разделение пикритов, меймечитов и коматиитов на разновидности (свобода выделения которых представляется самим исследователям) может быть произведено по некоторым более тонким особенностям химического и минерального состава, по степени кристалличности пород (порфиоровые, порфировидные), по их текстуре (массивные, полосчатые, миндалекаменные), а также по особенностям структуры основной массы (микролитовые, витрофировые и др.). Некоторые такие возможности выделения разновидностей показаны в табл. 1.

Семейство пикритов связано постепенными переходами, с одной стороны, со щелочными пикритами (см. табл. 3), а с другой — с пикритобазальтами, относящимися уже к группе основных пород (см. табл. 5).

Ультраосновные породы щелочного ряда распространены локально на континентах и в океанических областях. На континентах они располагаются в тектонически устойчивых геоструктурах (на платформах и реже в срединных массивах), тяготея к зонам глубинных, преимущественно трансструктурных разломов, к рифтам и авлакогенам. Ассоциируя с базальтами, щелочно-ультраосновные вулканы локализуются обычно на периферии обширных трапповых полей, а в разрезе лавовых толщ занимают либо самую нижнюю, либо крайнюю верхнюю позиции. В океанах (на океанических островах) они местами перекрывают базальты на удалении от срединно-океанических хребтов. Щелочно-ультраосновные породы плутонического класса формируют сложные интрузии центрального типа. Совместно с ними в тех же плутонах находятся оливиниты и карбонатиты, нефелиновые сиениты или габброиды.

Среди щелочно-ультраосновных вулканических и дайковых пород по относительной роли типоморфных для них минералов — оливина, мелилита, натриевых и калиевых фельдшпатов — различаются три семейства: щелочных пикритов, мелилититов и ультраосновных фонди-

тов *. Структура пород преимущественно порфировая или (в дайковых разновидностях) порфировидная. Вкрапленники, как правило, образованы оливином, авгитом и мелилитом. Большинство пород, слагающих силлы и дайки, обогащено слюдой. В этой связи многие из них принято относить к щелочным лампрофирам. Однако далеко не все такие породы строго соответствуют понятию «лампрофировой фации», так как слюда в них представлена не интрателлурическими вкрапленниками, а микролитами или, еще чаще, постмагматическими пойкилобластовыми выделениями.

Щелочные пикриты характеризуются высоким содержанием оливина (свыше 20—25%), повышенной магнезиальностью и наивысшим цветовым индексом (80—100). Подавляющая масса их в качестве второго главного компонента содержит клинопироксен (авгит, титанавгит). По присутствию тех или иных фельдшпатоидов, мелилита и слюды (обычно в количестве, не превышающем 20%) щелочные пикриты делятся на виды: биотит-пироксеновый, мелилит-пироксеновый, фельдшпатоидный, беспироксеновый щелочной пикрит и кимберлит. Некоторые разновидности фельдшпатоидных пикритов получили собственные названия: нефелиновый пикрит — хатангит (по Е. Л. Бутаковой), лейцитовый пикрит — угандит (по А. Холмсу). Биотит-пироксеновые пикриты известны только в дайковой фации. К особому виду принадлежат (редкие в природе) весьма богатые оливином щелочные пикриты, лишенные клинопироксена (см. табл. 3). В некоторых разновидностях этого вида существенную роль играют мелилит, монтичеллит или кальцит. Для кимберлита характерна флогопит-серпентин-кальцитовая основная масса с характерной порфирокластической структурой и частым присутствием барофильных акцессориев — хромистого пироба и пикроильменита, иногда алмаза. Все щелочные пикриты отличаются низкой глиноземистостью, а по относительной щелочности входят и в калиево-натриевую (нефелиновый, анальцимовый, частично беспироксеновый), и в калиевую (лейцитовый, биотитовый, большая часть беспироксеновых) серий. Слюда (и амфибол базальтического типа) в щелочных пикритах часто имеет характер аутометасоматических новообразований (формирует идио- и пойкилобласты) или позднемагматических выделений. Вкрапленники флогопита редки (обычны только для кимберлитов). Из акцессориев более других встречаются титаномагнетит, перовскит, апатит, ильменит и хромит. Нередко точную диагностику видовой принадлежности щелочного пикрита затрудняют глубокие вторичные изменения (серпентинизация, карбонатизация и цеолитизация).

В семействе мелилититов заметно снижено содержание оливина (он может и отсутствовать), но постоянно присутствует мелилит в качестве одного из главных минералов. Фельдшпатоиды здесь такие же второстепенные компоненты, как и в щелочных пикритах. Мелилит в щелочно-ультраосновных породах содержит от 20 до 45% натриевого минала и может рассматриваться как минеральный индикатор повышенной щелочности наравне с эгирин-авгитом. Наиболее распростра-

* Фондиты и фойдолиты (ультраосновные) — породы, состоящие из фельдшпатоидов и мафических минералов; полевой шпат отсутствует или содержится в небольшом количестве. Фондитами рекомендуется называть вулканические породы, а фойдолитами — плутонические. Выделение этих пород из группы щелочных базальтоидов и щелочных габброидов, куда их относил А. Н. Заварицкий [1956], оправдано существенным отличием их от базальтов и габбро по содержанию кремнезема, отсутствию важнейшего для базальтов и габбро типоморфного минерала (полевого шпата) и все более выявляющейся пространственно-генетической связью большинства фондитов и фойдолитов не с базитами, а с ультрабазитами и нефелиновыми сненитами.

нены в природе мелилититы калиево-натриевой серии: мелилититы, оливиновые мелилититы и их нефелиновые разновидности. Мелилит в них, как правило, количественно подчинен клинопироксену и составляет обычно не более 30—40%. Вкрапленники образованы оливином, клинопироксеном и редко меллитом. Мелилит совместно с клинопироксеном и фельдшпатом (в фельдшпатоидных разновидностях) составляет базис. Второстепенными и вторичными минералами являются титаномагнетит, перовскит, меланит, биотит и кальцит. Иногда присутствующее в базисе вулканическое стекло обычно замещено агрегатом серпентина, хлорита, карбоната и цеолитов. Разновидности мелилититов калиевой серии отличаются меньшей относительной ролью мелилита и существенным содержанием калиевых минералов: лейцита, кальсилита и слюды. Так же, как и в семействе щелочных пикритов, среди мелилититов особое место занимают беспироксеновые виды (содержащие оливин). Мелилит в них выступает в роли недосыщенного кремнием аналога клинопироксена. В вулканической фации таким породам свойственны стекловатый базис и примесь фельдшпатоида, по которому различаются, в частности, лейцитовая (венанцит) и кальситовая (катунгит) разновидности беспироксенового оливинового мелилитита.

В семействе ультраосновных фойдитов в нефелиновых видах главные типоморфные минералы — нефелин и (или) его гомологи (содалит, нозеан, гаюин и др.). Им сопутствуют клинопироксен (авгит, титанавгит), оливин и, менее часто, мелилит и лейцит. Типичные второстепенные минералы — титаномагнетит, перовскит, меланит, сфен, апатит, биотит и флогопит. Характерны нередко обильные новообразования цеолитов и карбонатов. Главные виды этих пород — оливиновые меланефелиниты, меланефелиниты и нефелиниты* — различаются по относительной глиноземистости (от низкой до высокой); в минеральном составе это отражается в разной доле нефелина. Содержание его в меланократовых (низко- и умеренноглиноземистых) видах не поднимается выше 30—40%, причем весь нефелин заключен в базисе породы в виде бесформенных выполнений интерстиций или идиоморфных зерен. Вкрапленники чаще всего образует клинопироксен (авгит, титанавгит). В нефелинитах к нему добавляется нефелин, а в меланефелинитах — оливин и реже мелилит. Уже небольшого, но устойчивого присутствия оливина в породе (хотя бы одно зерно в каждом из изученных шлифов) А. Йохансен считал достаточным для отнесения ее к оливиновому меланефелениту. По Г. Розенбушу, отличие авгитов от лимбургитов (стекловатых аналогов меланефелинитов и оливиновых меланефелинитов соответственно) заключается в отсутствии или второстепенной роли в первых из них оливина. В связи с этим представляется целесообразным отличать оливиновые виды щелочных ультрабазитов от безоливиновых и бедных оливином по присутствию оливина свыше 5%. Предлагаемая некоторыми авторами граница 10% содержания оливина менее приемлема, так как в этом случае усложняется полевое расчленение горных пород, не учитывается весьма ограниченное распространение в природе меланефелинитов, богатых оливином

* Выделение видов в семействе ультраосновных (нефелиновых) фойдитов произведено с отступлением от сформулированного в вводной части правила (формально оливиновые меланефелиниты следовало бы рассматривать как разновидности нефелинитов). Это обусловлено укоренившейся традицией (длгое время, например, оливиновый меланефелинит носил даже специальное наименование — «нефелиновый базальт») и существенным отличием меланефелинита от нефелинита по составу клинопироксена, общему химизму и структуре. Кроме того, плутоническими аналогами меланефелинита и нефелинита являются также самостоятельные виды: мельтейгит и ийолит соответственно.

(свыше 10%), и резко нарушается традиционное (рекомендованное классиками петрографии) употребление терминов.

Термины «авгитит» и «либургит» удобны для предварительной петрографической диагностики (до получения петрохимических данных). После установления химического тождества соответствующих пород с меланефелинитами и оливиновыми меланефелинитами целесообразно именовать их гиаломеланефелинитами и оливиновыми гиаломеланефелинитами (соответственно). Встречаются биотитсодержащие разновидности щелочно-ультраосновных вулканитов. Специальные названия для них излишни (например, анкаратрит для биотит-оливинового меланефелинита).

Главные типоморфные минералы семейства ультраосновных фонидов для калиевых видов ультраосновных меланофонидов — лейцит и кальсилит. Это исключительно редкие вулканические породы порфировой структуры: оливиновый мелаанальцитит и мелаанальцитит, оливиновый мелалейцитит и мелалейцитит содержат фенокристи клинопироксена, оливина и иногда мелилита, погруженные в микролитовый базис клинопироксен-лейцитового состава с тем или иным количеством (обычно $\geq 10\%$) вулканического стекла или продуктов его разложения. К особому виду относится калиевый меланофонидит с кальсилитом в качестве преобладающего фельдшпатоида — оливиновый меланокальсилитит. А. Холмс выделил его под названием «мафурит». Мафуриты в месте их распространения (пограничная территория между Угандой и Заиром) содержат переменное количество второстепенных компонентов (лейцит, биотит, мелилит) и связаны через разновидности промежуточного состава постепенными переходами с лейцитовыми пикритами (угандитами) и беспироксеновыми кальсилит-оливиновыми мелилитами (катунгитами).

Плутонические ультраосновные породы щелочного ряда распадаются на два семейства: мелилитолитов и ультраосновных фонидолитов.

Мелилитовые породы (мелилитолиты) представляют собой одну из наиболее специфических серий щелочных пород. Они встречаются почти исключительно в ассоциации с карбонатитами в сложных дифференцированных плутонах центрального типа. В отличие от эффузивных и жильных мелилитсодержащих пород — мелилититов, альнеитов и др., плутонические мелилитолиты характеризуются устойчиво высоким содержанием мелилита, почти не опускающимся ниже 60%.

Детальным изучением [Егоров, 1969] установлено, что кроме мелилита главными первичномагматическими минералами мелилитовых пород являются клинопироксен (диопсид, авгит), нефелин, магнизиальный оливин и титаномagnetит. Различия в их комбинациях и количественных соотношениях служат основой для выделения видов и разновидностей. Другие минеральные компоненты рассматриваемого семейства (флогопит, меланит, перовскит, монтичеллит, роговая обманка, везувиан, волластонит, кальцит, гаюин, содалит и др.) принадлежат к продуктам постмагматического изменения первичных минералов. Естественно, что содержание их, целиком определяемое степенью испытанного породами контактового или автометасоматического преобразования, не может иметь таксономического значения. Присутствие того или иного вторичного продукта достаточно отражать прилагательным (флогопитизированный, меланитизированный и т. д.). Это же относится и к таким главным минералам, как клинопироксен и нефелин, когда детальным исследованием однозначно устанавливается их контактово-метасоматическая природа.

Фигурирующие в справочниках и учебных пособиях названия ме-

лилитовых пород (ункомпагрит, турьяит, окаит) введены в употребление разными исследователями 50—60 лет назад по описаниям отдельных изолированных выходов. Естественно, поэтому выделение новых петрографических видов без достаточно полного представления о семействе мелилитовых пород в целом не обошлось без определенных ошибок (к типоморфным минералам турьяита и окаита были отнесены вторичные флогопит и гаюин).

С учетом всех накопленных знаний в семействе глубинных мелилитовых пород предлагается выделять следующие главные виды (первичные минеральные парагенезисы): мелилитолит (почти мономинеральная мелилитовая порода) *, ункомпагрит (пироксен-мелилитовая породы), окаит (нефелин-мелилитовая порода), турьяит (нефелин-пироксен-мелилитовая порода) и кугдит (оливин-мелилитовая порода).

Изверженные мелилитовые породы глубинного облика не образуют непрерывного ряда с безмелилитовыми породами пироксенового, нефелин-пироксенового, нефелинового, оливинового или пироксен-оливинового состава (т. е. с якупирангитами, ийолит-мельтейгитами, урритами, оливинитами или перидотитами). Поэтому содержание в мелилитолите оливина, пироксена или нефелина в количестве, равном или большем 5%, необходимо отражать прилагательным «оливиновый» и т. д., а присутствие тех же минералов в количестве, равном или выше 10%, достаточно для отнесения тех же минералов к самостоятельному виду (кугдиту, ункомпагриту или окаиту соответственно).

Представители семейства ультраосновных (калиево-натриевых и, редко, натриевых) фойдолитов распространены в природе значительно шире других ультрабазитов щелочного ряда. Основная масса их принадлежит к варьирующей по глиноземистости (цветовому индексу) биминеральной петрографической серии якупирангит — уртит. Члены этой серии различаются количественными соотношениями клинопироксена (авгит-диопсид, эгирин-авгит, эгирин-геденбергит, титанавгит) и нефелина. Граничными содержаниями нефелина, с учетом рекомендаций В. Бреггера, А. Йохансена и Д. Бейли, целесообразно принять следующие (в %): 10 — якупирангит, 10—50 — мельтейгит, 50—70 — ийолит, 75 — уртит **. Некоторые разновидности якупирангитов и мельтейгитов содержат оливин и дают переходы к богатым оливином породам — нефелиновым перидотитам (эти исключительно редкие породы ассоциируются с оливиновыми якупирангитами и мельтейгитами в сложных щелочно-ультраосновных массивах). При увеличении содержания второстепенных минералов или при замене нефелина (частично или полностью) другим натриевым фельдшпатом выделяются разновидности якупирангитов-уртитов: волластонитовая, меланитовая, кальцитовая и др. Разнообразные колебания состава, обусловливаемые процессами метасоматического изменения пород, естественно отражать терминами: флогопитизированный, амфиболитизированный, апатитизированный, меланитизированный и т. д. Особую группу составляют агапитовые разновидности ийолитов и уртитов (с коэффициентом агапитности $> 1,1$). Им свойственны почти постоянная примесь калие-

* Этот термин в более общем значении используется как синоним мелилитовые щелочно-ультраосновные плутонические породы.

** Выделение видов в семействе нефелиновых фойдолитов по количественным соотношениям типоморфных минералов (по цветовому индексу) сложилось исторически и, по-видимому, должно быть сохранено; название меланоийолит, вместо мельтейгита, и лейкоийолит, вместо уррита, едва ли станут привычными.

вого полевого шпата, повышенное содержание сфена (вместо характерного для миаскитовых аналогов перовскита и меланита) и высокий процент эгиринового минала в порообразующих клинопироксенах.

Текстуры ультраосновных фойдолитов массивные или трахитоидные (характерны для меланократовых видов); структуры гипидиоморфные, ланидиоморфные, равномерно-среднезернистые с переходом к порфировидным.

Фойдолиты с полевым шпатом имеют более высокое содержание SiO_2 ($>44\%$) и входят в группу основных плутонических пород щелочного ряда (см. табл. 9).

В лейцит-псевдолейцитовых ультраосновных меланофойдолитах (калиевая серия) известен один вид — это миссурит-лейцитовый эквивалент оливинового мельтейгита — едва ли не единственная плутоническая порода, содержащая неизменный лейцит.

Лейцит-псевдолейцитовые фойдолиты с цветовым индексом ($<40—50$) часто содержат полевой шпат, отличаются относительно высоким содержанием кремнезема ($\text{SiO}_2 > 46\%$) и входят в группу основных плутонических пород щелочного ряда (см. табл. 9).

КЛАССИФИКАЦИЯ ОСНОВНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Основные породы, представляющие обширную и весьма важную группу, включающую базальты, габбро, анортозиты и др., содержат от 44 до 53% кремнезема с небольшими вариациями ($\pm 2\%$). Эффузивные и гиабиссальные члены этой группы (базальты, долериты и др.) по распространенности на земной поверхности резко превосходят глубинные (габбро, анортозиты и др.). Например, на территории СССР первые составляют не менее 38,5% площади, занятой всеми магматическими породами. В пределах континентов базальты более чем в 5 раз превышают по объему все излившиеся породы, вместе взятые. Исключительно широко развиты базальты на дне океанов и на океанических островах. Базальты и их гиабиссальные аналоги занимают огромные площади как в пределах устойчивых областей земной коры, так и в подвижных областях. Габброиды развиты преимущественно в областях, испытавших складчатость. Большие площади на щитах занимают массивы анортозитов. Базальты и анортозиты являются характернейшими первичными породами морей и континентов Луны; с основными плутоническими породами Земли могут быть сопоставлены каменные метеориты — ахондриты. Все это подчеркивает весьма широкое распространение основных изверженных пород не только на Земле, но и на других космических телах.

Главными минералами базальтов, габбро и других основных пород являются плагиоклаз и моноклинный пироксен. Оливин, кварц, ромбический пироксен и другие минералы присутствуют не во всех видах пород. Для вулканических пород характерны микролитовые, витрофировые, порфиоровые структуры, для гиабиссальных — порфиоровые, порфировидные, микрозернистые, для плутонических — крупнозернистые.

Основные породы подразделяются на три ряда: породы нормальной щелочности, субщелочные и щелочные породы. Наибольшим распространением пользуются основные породы нормальной щелочности. В основу разделения основных горных пород нормального и субщелочного рядов положена степень насыщенности пород кремнеземом, фиксируемая, главным образом, составом темноцветных минералов (в насыщенных породах — диопсид-авгит, ортопироксен, в ненасыщенных — титанавгит, высококальциевый авгит с дефицитом кремнезема, оливин, баркевикит), в меньшей степени — силикатных минералов (в ненасыщенных — отсутствие кварца, появление анальцима, большая доля щелочных компонентов в полевых шпатах при относительно высоком цветовом индексе). Породы субщелочного и щелочного рядов разделяются по появлению в последних модальных фельдшпатоидов в количестве более 5%.

Использование диаграммы $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, а также соответствующих ассоциаций типоморфных и существенных пороодообразующих минералов позволяет выделить среди основных горных пород семейства горных пород, принимая при этом во внимание также и обстановку их кристаллизации (на поверхности, в гиабиссальных условиях, на значительной глубине от поверхности). Таким образом, в нормальном ряду

основных вулканических* пород выделяются два семейства: 1) пикритобазальтов и пикритодолеритов и 2) базальтов и долеритов. Среди плутонических выделяются также два семейства: 1) перкнитов (основных ультрамафитов) и 2) габброидов.

Субщелочной ряд основных вулканических пород представлен семейством субщелочных базальтов — трахибазальтов.

Основные вулканические породы щелочного ряда образуют три семейства: 1) основных фойдитов; 2) щелочных базальтоидов; 3) основных фонолитов; плутонические породы — также три семейства: 1) основных фойдолитов; 2) щелочных габброидов; 3) основных фельдшпатоидных сиенитов.

Дальнейшее разделение семейств на виды дано с учетом состава и содержания типоморфных и существенных минералов, особенностей их комбинаций с привлечением важнейших петрохимических характеристик, к которым, как указывалось в гл. II, в первую очередь, относится отношение $\frac{Na_2O}{K_2O}$, характеризующее тип щелочности породы, т. е. принадлежность породы к той или иной серии: натриевой (>4), калиево-натриевой (1—4) или калиевой (<1). Не менее важным петрохимическим признаком основной породы является степень ее глиноземистости (лейкократовости — меланократовости), определяемая (условно) коэффициентом глиноземистости $al' = \frac{Al_2O_3}{FeO + Fe_2O_3 + MgO}$, который для низкоглиноземистых пород составляет $<0,75$, для умеренно-глиноземистых 0,75—1, а для высокоглиноземистых >1 .

Тип щелочности определяется глубиной формирования базальтовых магм, характером глубинных флюидов и длительностью их взаимодействия с расплавом, т. е. является признаком, определяющим тип магмы при ее выплавлении (или обособлении от кристаллической фазы), и, как правило, остается устойчивым для естественно выделяющихся геологических ассоциаций базальтов и их дифференциатов. Степень лейкократовости — меланократовости пород связана в большей мере с процессами дифференциации магмы, хотя вариации ее возможны и в связи с давлением водного флюида, так же как и в связи со степенью плавления исходного вещества. Обычно этот признак широко варьирует в пределах одной и той же естественной ассоциации горных пород, характеризующейся устойчивым типом щелочности.

Большинство основных пород всех рядов по щелочности относится к калиево-натриевой и натриевой сериям, в то время как калиевая серия распространена гораздо меньше. В основных породах нормальной щелочности калиевые серии практически отсутствуют. Калиевые серии в редких случаях встречаются среди пород субщелочного ряда (шошони-ты), но наиболее широко они развиты среди основных пород щелочного ряда.

При выделении видов пород внутри семейства базальтов и долеритов следует учесть две особенности их главных типоморфных минералов: плагиоклаза и клинопироксена. Во-первых, эти минералы близки по содержанию SiO_2 как между собой, так и в породах в целом (49—50% SiO_2), что определяет присутствие их в рамках рассматриваемого семейства пород с широкими вариациями цветового индекса. Во-вторых, оба названных минерала имеют переменный состав (как и оливин), изменяющийся в широких пределах. Состав плагиоклаза меняется от анортита до андезина, состав клинопироксена — от диопсид-авгита до субкальциевого авгита и ферроавгита.

* Вулканические и гипабиссальные породы объединены в одно семейство.

Таким образом, основанием для выделения видов пород внутри семейства базальтов и долеритов могут служить не только и не столько появление новых минералов (из числа существенных), но и вариации количественных соотношений и состава типоморфных минералов.

В табл. 5—9 приведены семейства, виды и разновидности вулканических и плутонических основных пород с указанием особенностей их минерального (модального) и химического составов.

Семейство пикритобазальтов и пикритодолеритов состоит из одного вида — собственно пикритобазальтов и пикритодолеритов, типоморфными минералами которого являются плагиоклаз, клино- и ортопироксен и оливин. Последний составляет основную часть породы, его содержание нередко достигает 45—50% и не опускается ниже 20% при почти равных количествах пироксена и плагиоклаза (табл. 5). Троктолитодолерит как разновидность этого вида характеризуется высоким содержанием оливина (до 50%) и плагиоклаза (до 45%) и относительно низким — моноклинного пироксена (<25%).

Семейство базальтов и долеритов представлено четырьмя видами горных пород: 1) оливиновыми базальтами и долеритами; 2) собственно базальтами и долеритами (нормальными); 3) лейкобазальтами и лейкодолеритами; 4) гиперстеновыми базальтами.

При видимом однообразии набора минералов базальты и долериты характеризуются заметными вариациями химического состава. Многие исследователи пытались подразделять базальты на петрохимические типы, называя их по географическому распространению в главных сегментах Земли (тихоокеанский, атлантический и средиземноморский), по размещению в главных структурах земной коры (базальты океанов, платформ, островных дуг и др.), по тем или иным вулканическим сериям (толеитовой, известково-щелочной и др.), либо только по особенностям химического состава (например, по степени насыщенности кремнезема, по соотношению щелочей и т. д.). Укажем в связи с этим, что первые три вида базальтов и долеритов традиционно относятся к толеитовой серии, а последний вид гиперстеновых базальтов — к известково-щелочной серии.

Первые три вида (толеитовых) базальтов и долеритов различаются между собой главным образом составом и содержанием типоморфных (плагиоклаз, клинопироксен), существенных (оливин, ортопироксен) и второстепенных (амфибол, биотит, рудные) минералов (см. табл. 5). В частности, для первого вида — оливиновых базальтов и долеритов — характерно относительно высокое содержание оливина (>5%), его более магнезиальный состав, сравнительно с двумя другими видами а также относительно низкое содержание рудного компонента. Второй вид собственно базальтов и долеритов, наиболее широко распространенный на континентах, в частности, на древних платформах, представляет так называемый «нормальный» вид семейства базальтов и долеритов и характеризуется более высоким содержанием плагиоклаза относительно клинопироксена при небольшом (2—5%) содержании оливина. Для третьего вида — лейкобазальтов и лейкодолеритов — характерно повышенное содержание плагиоклаза (до 60%), частое присутствие в мезостазисе гранофира (2—5%) и практически полное отсутствие оливина (0—2%). Характерно также повышенное содержание (до 10%) рудных минералов (магнетит, ильменит).

Важнейшей петрохимической характеристикой, позволяющей различить указанные виды (толеитовых) базальтов и долеритов, является a_1' (коэффициент глиноземистости). По этому коэффициенту первый вид является в основном низкоглиноземистым ($a_1' < 0,75$), второй

вид — умеренно-глиноземистым ($al' = 0,75-1$), третий — высокоглиноземистым ($al' > 1$). Как показали статистические данные, эти значения хорошо коррелируются с их фемичностью ($f' = FeO + Fe_2O_3 + MgO + MnO + TiO_2$), соответствующей в плутонических породах цветовому индексу (M). По значению f' оливиновые, в основном низкоглиноземистые базальты и долериты, являются меланократовыми ($f' = 21-23$); собственно базальты и долериты, обычно умеренно-глиноземистые, — мезократовыми ($f' = 16-21$), а, как правило, высокоглиноземистые лейкобазальты и лейкодолериты — лейкократовыми ($f' < 16$) (см. табл. 5).

Кроме того, достаточно информативными показателями для разделения основных пород на виды являются значения $A = Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O$ и $S = SiO_2 - (Fe_2O_3 + FeO + MgO + MnO + TiO_2)$ (см. табл. 5, рис. 5, 6).

Первый и второй виды базальтов и долеритов входят в состав как натриевой, так и калиево-натриевой серии пород, в то время как третий вид — лейкобазальты и лейкодолериты — относятся к одной натриевой серии пород. Эта особенность, как увидим ниже, отличает последние от гиперстеновых (известково-щелочных) также высокоглиноземистых базальтов, относящихся исключительно к калиево-натриевой серии.

Выделяемые серии (натриевые, калиево-натриевые) базальтов и долеритов также различаются между собой рядом минералогических особенностей. Так, например, калиево-натриевые умеренно-глиноземистые (толеитовые) базальты и долериты отличаются от натриевых серий этих пород присутствием незначительных количеств ромбического пироксена, амфибола, биотита, иногда гранофира.

Гиперстеновые базальты характеризуются двупироксеновым парагенезисом (маложелезистый гиперстен и авгит или диопсид) с высокоизвестковистым плагиоклазом. Оливин может присутствовать во вкрапленниках в виде неравновесных реликтов. Характерна ранняя кристаллизация рудных минералов (титаномагнетит, реже ильменит). Обычна порфировая структура со стекловатой основной массой. Относится к калиево-натриевой серии ($\frac{Na_2O}{K_2O} = 1-4$), высокоглиноземистый ($al' =$

$= \frac{Al_2O_3}{FeO + Fe_2O_3 + MgO} > 1$). Характерно высокое отношение $\frac{K_2O}{TiO_2}$

($> 0,8$), что отличает их от первых трех видов (толеитовых) базальтов и долеритов, в которых это отношение всегда $< 0,8$. Приурочены преимущественно к подвижным поясам с относительно развитой континентальной корой — главным образом к островным дугам (Камчатка, Япония, Алеутская и Мало-Антильская дуги и др.), реже — к орогенным областям. Гиперстеновые (известково-щелочные) базальты, как правило, встречаются в тесной ассоциации с андезитами, дацитами, риолитами, с которыми они имеют все постепенные переходы.

Первые три вида базальтов и долеритов по типу щелочности и коэффициенту глиноземистости характеризуются более широкими вариациями состава, чем гиперстеновые базальты, они объединяют практически все виды вулканических пород нормальной щелочности, за исключением калиево-натриевых гиперстеновых базальтов и пикритобазальтов.

Для выделения разновидностей рекомендуется использовать ряд признаков: цветовой индекс, состав вкрапленников, состав и структуру мезостаза и пр. (см. табл. 5—9). Имена собственные для наименования разновидностей употребляются крайне редко. Чаще название

Классификация и характеристика основных вулканических и гипабиссальных пород нормального ряда

Классификационные признаки ряда	Граничные содержания окислов (вес. %)	44% ≤ SiO ₂ ≤ 53% (±2%);		1,5% < K ₂ O + Na ₂ O < 4,5%		
	Типоморфные ± существенные нормативные минералы	Ну, ±Ol, ±Q				
	Типоморфные ± существенные модальные минералы	Pl, Cpx, Rm, ±Ol, ±Opx, ±Q				
Семейства горных пород		Пикритобазальтов и пикритодолеритов		Базальтов и долеритов		
Граничные содержания в семействе (вес. %)	SiO ₂	42—46	46—53			
	Na ₂ O + K ₂ O	1,5—2,0	2,0—4,5			
Типоморфные ± существенные модальные минералы семейств		Ol, Cpx (пижонит, авгит), Opx	Pl, Cpx (пижонит, пижонит-авгит, авгит, диопсид-авгит), ±Ol, ±Q ±Opx			
Виды горных пород		Пикритобазальт и пикритодолерит	Оливиновый базальт и оливиновый долерит	Базальт и долерит	Лейкобазальт и лейкодолерит	Гиперстенный базальт
Типоморфные ± существенные модальные минералы видов		Ol (Fa ₁₂₋₂₅) Cpx (пижонит, авгит) Opx (Fs ₁₀₋₂₅) ±стекло ±Bt ±Стекло	Ol (Fa ₁₅₋₄₀) Pl (An ₅₀₋₈₀) Cpx (пижонит, авгит, субкальциевый авгит, диопсид-авгит) Ol (Fa ₃₅₋₅₅) ±Стекло	Pl (An ₄₀₋₇₀) Cpx (субкальциевый авгит, диопсид-авгит, пижонит-авгит)	Pl (An ₄₀₋₉₀) Cpx (авгит, субкальциевый авгит, диопсид-авгит) Q (кварц, гранофир) ±стекло	Pl (An ₅₀₋₉₀) Cpx (диопсид-авгит), Opx (гиперстен), ±стекло
Состав и содержание минералов видов (об. %)		Ol (Fa ₁₂₋₂₅) 25—60 Pl (An ₆₅₋₉₅) <35 Cpx 15—25 Opx (Fs ₁₀₋₂₅) 10—15 Rm 2—5, ±Bt Стекло до 40 (в базальтах)	Pl (An ₅₀₋₈₀) 35—55 Cpx 25—55 Ol (Fa ₁₅₋₄₀) 5—15 Rm 3—5 Палагонит 0—20 ±Hbl, ±Bt Стекло до 50 (в базальтах)	Pl (An ₄₀₋₇₀) 45—65 Cpx 15—45 Ol (Fa ₃₅₋₅₅) 2—5 Rm 2—10 Палагонит 0—30 ±Q (кварц, гранофир) ±Hbl, ±Bt Стекло до 30 (в базальтах)	Pl (An ₄₀₋₉₀) 50—70 Cpx 10—35 Ol (Fa ₂₅₋₆₀) 0—2 Rm 3—15 Q 2—5 (кварц, гранофир) Стекло до 30 (в базальтах)	Pl (An ₅₀₋₉₀) 45—60 Cpx 30—40, Opx (гиперстен) Fs ₁₀₋₂₅ 2—10, Ol (Fa ₁₀₋₄₀) 4—6 Rm 1—2 Стекло 8—10, ±Bt
Структура	базальтов	Порфирировая, гиалопилитовая	Микропорфирировая, порфирировая, микродолеритовая, интерсертальная, пойкилоофитовая, витрофирировая	Порфирировая, афирровая, интерсертальная, толситовая, микродолеритовая, пойкилоофитовая, витрофирировая	Порфирировая, сегрийнопорфирировая, офитовая, интерсертальная, витрофирировая	Порфирировая с гиалопилитовой основной массой
	долеритов	Пойкилитовая сегрегационная, коккитовая	Пойкилоофитовая, пойкилитовая, габброофитовая, толситовая	Пойкилоофитовая, офитовая, долеритовая, толситовая, микропегматитовая	Офитовая, габброофитовая, микропегматитовая	
Граничные содержания химических компонентов видов (вес. %)	SiO ₂	42—46	46—49	48—52	49—53	47—53
	TiO ₂	<1,5 (иногда до 2,5)	<2,5	<3,0	<1,5	<1,0
	Al ₂ O ₃	5—14	12—17	13—18	17—21	16—23
	Fe ₂ O ₃	3—7	0,5—11	1—8	0,5—6	2—6
	FeO	7—10	4—14	4—11	3—8	5—8
	MnO	Сл. — 0,2	Сл. — 0,3	Сл. — 0,4	Сл. — 0,3	0,1—0,25
	MgO	12—24	7—15	5—7	3—7	4—8
	CaO	7—12	6—13	6—13	7—13	8—11
	Na ₂ O	1,3—1,5	1,5—3,5	1—3,5	2—2,5	2—3,5
	K ₂ O	0,35—0,5	0,1—2	Сл. — 1,5	0,1—0,9	0,5—1,5
	P ₂ O ₅	0,1—0,35	Сл. — 0,6	Сл. — 0,5	Сл. — 0,1	Сл. — 0,3

Важнейшие петрохимические характеристики видов (вес. %)	Na ₂ O/K ₂ O (серия) *	1—4 Калиево-натриевая	>4 Натриевая	1—4 Калиево-натриевая	>4 Натриевая	1—4 Калиево-натриевая	>4 Натриевая	1—4 Калиево-натриевая
	$al' = \frac{Al_2O_3}{FeO + Fe_2O_3 + MgO}$ **	<0,75	<0,75	<0,75; 0,75—1	0,75—1	0,75—1	0,75—1; >1	>1
	K ₂ O/TiO ₂					<0,8		>0,8
	f' = FeO + Fe ₂ O ₃ + MgO + TiO ₂ ***	21—23 (до 35)			16—21		14—16	
	A = Al ₂ O ₃ + CaO + Na ₂ O + K ₂ O	7—26	26—29	26—32	26—32	32—36	30—33	
	S = SiO ₂ - (Fe ₂ O ₃ + FeO + MgO + MnO + TiO ₂)	9—21	23—31	25—34	32—38	32—38	50—60	50—60
$K_b = \frac{Fe_2O_3 + FeO}{FeO + Fe_2O_3 + MgO} \cdot 100$ базальтов долеритов	50 45	50—60 55—60	60—65 60—65	60—65 60—65	50—60 50—60	50—60	50—60	
Разновидности видов: 1. По характерному существенному или второстепенному минералу: а. При Q ≤ 5% (или гранофира ≤ 5%) или палиции кислого стекла и кислого плагиоклаза (An ₃₀₋₅₅)			Кварцевый	Кварцевый	Кварцевый ****			
б. При Srх ≫ Pl							Гиперстен—диопсид-авгитовый	
в. При Ol ≫ Px	Океанит							
г. При Pl ≫ Srх							Гиперстен-плагиоклазовый	
д. При Ol (Fa ₂₀₋₃₅) = Pl ≫ Py	Троктолитодолерит							
е. При палагоните > 5%		Палагонитовый (редко)	Палагонитовый	Палагонитовый (редко)	Палагонитовый			
ж. При Rm > 5% и наличии феррогиперстена или ферроавгита > 5% (до 25%)		Ферробазальты и ферродолериты ****						
з. При наличии NbI ≥ 5%							Гиперстен-роговообманковый	
2. По составу существенного минерала а. Пироксена		Авгитовый (высокоглиноземистый, субкальциевый), характерен для базальтовых коматиитов	Бронзитовый		Гиперстен-содержащий (Orх 5%) меланобазальт (седберит)			
б. Оливина (Fa ₅₀₋₇₀)		Феррогортонолитовый						
в. Плагиоклаза (An ₉₀₋₉₅)						Анортитовый (эвкрит-долерит)		

* Na₂O/K₂O — серия: >4 — натриевая, 1—4 — калиево-натриевая, <1 — калиевая

** $al' = \frac{Al_2O_3}{FeO + Fe_2O_3 + MgO}$ — коэффициент глиноземистости: <0,75 — низкоглиноземистые (Н); 0,75—1 — умеренно-глиноземистые (У); 1—2 — высокоглиноземистые (В).

*** f' = FeO + Fe₂O₃ + MgO + TiO₂ — фемичность (для вулканических пород): 21—23 — до 35 — меланократовые; 16—21 — мезократовые; 14—16 — лейкократовые

**** Разновидности ферробазальтов (ферродолеритов) и кварцевых базальтов (кварцевых долеритов) по предложению В. Л. Масайтиса, И. А. Румянцевой и Л. А. Полуниной могут быть отнесены к самостоятельным видам.

3. По цветовому индексу: а. $M > 65$		Оливиновый меланодолерит, меланоферродолерит ($JI > 15\%$)	Меланодолерит		
б. $M < 35$				Лейкодолерит	
4. Базальты по структуре: а. При наличии вкрапленников		Порфиновые (пироксенфировые, оливинофировые, плагиофировые и т. п.)		Порфиновые (анортитовые, битовнитовые)	Порфиновые (спорадофировые)
б. При отсутствии вкрапленников			Афировые		
в. Основной массы	Тонкозернистая со стекловатым базисом (характерна для пикритобазальтов)	Микролитовая, варнолитовая, интерсертальная, гялиновая (гялобазальт), пилотакситовая и др.			
5. Долериты а. По структуре	Панидиоморфнозернистая порфиридная, пойкилитовая (характерна для троктолитодолеритов), пойкилоофитовая, реже офитовая (характерна для пикритодолеритов)	Пойкилоофитовая, офитовая, долеритовая и др.; порфиридная (с гломеропорфиридными скоплениями плагиоклаза и раскристаллизованной основной массой)			
б. По зернистости (размеру зерен)		Микродолерит, габбродолерит (крупнозернистый), пегматидный долерит (гигантозернистый) и др.			
Характерные особенности главных видов и разновидностей горных пород	Пикритобазальты и пикритодолериты ха-	Базальты и долериты характеризуются присутствием пижонита, пижонит-авгита,	Лейкобазальты и лейкодолериты ха-	Гиперстенные базальты характе-	

<p>рактерируются значительным содержанием оливина (до 50%) при почти равных количествах пироксена и плагиоклаза. Для троктолитодолеритов характерно высокое содержание оливина (до 50%) и плагиоклаза (до 45%) и низкое содержание оклинового пироксена (<25%); структура сидеронитовая, габброфитовая призматически-зернистая, иногда пойкилитовая</p>	<p>реже авгит; плагиоклаз—лабрадор, лабрадор-биотит; содержание оливина от оливиновых базальтов к лейкобазальтам уменьшается от 15 до 0%, его железистость возрастает. Калиевые полевые шпаты отсутствуют, но иногда вместе с кварцем образуют микрографические сростки. Базальтовый коматит* характеризуется наличием структуры «спинифкс», а также высоким содержанием MgO (до 18%) и низким (<0.65); CaO > 10%;</p> $\frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Al}_2\text{O}_3} < 13\%$	<p>рактерируются присутствием незначительных количеств ромбического шпатоидита; содержат все железистых, чем в базальтах и долеритах, темноватых минералов</p>	<p>различается наличием порфировой структуры, присутствием вкрапленника и в основной массе гипертита и мессе железистых, чем в базальтах и долеритах, темноватых минералов</p>
--	---	--	--

* Исследователями выделяются также (Агиди, 1977 и др.) пироксенитовые коматиты — промежуточные члены коматитовой серии между перидотитовыми и базальтовыми коматитами, содержащие от 12 до 20 вес. % MgO; сложены резко преобладающим клинопироксеном. Генетическое положение их недостаточ-но изучено.

разновидностей включает название вида с прилагательным, определяющим признак.

Как известно, Международная комиссия по систематике изверженных пород и терминологическая комиссия ПК рекомендовали отказаться от двойной номенклатуры эффузивных пород. Для базальтов палеотипного облика могут быть использованы те же видовые названия, что и для кайнотипных, с добавлением приставки «мета» или же прилагательного, указывающего на тип изменения (например, амфиболлизированные базальты и др.).

В долеритах вторичные минералы (хлорит, идингсит, амфибол, альбит и др.) развиты в незначительной степени. Для более измененных гипабиссальных (интрузивных) пород основного состава в петрографической литературе широко используются термины диабаз, габбродиабаз, пикритодиабаз и конгадиабаз.

Переходя к рассмотрению семейства субщелочных базальтов — трахибазальтов следует подчеркнуть, что разнообразный минеральный состав определил появление для них большого количества терминов, достаточно полно отражающих вариации их состава. В связи с существенной ролью в них щелочных полевых шпатов при классификации видов учитывается состав этих минералов. Традиционно выделяются натриевые, калиево-натриевые и калиевые серии пород. Наряду с этим при выделении серий принимается во внимание присутствие второстепенных минералов, содержащих калий или натрий (биотита, амфибола и др.).

При выделении видов вместе с указанными признаками используются состав и относительное количество тем-

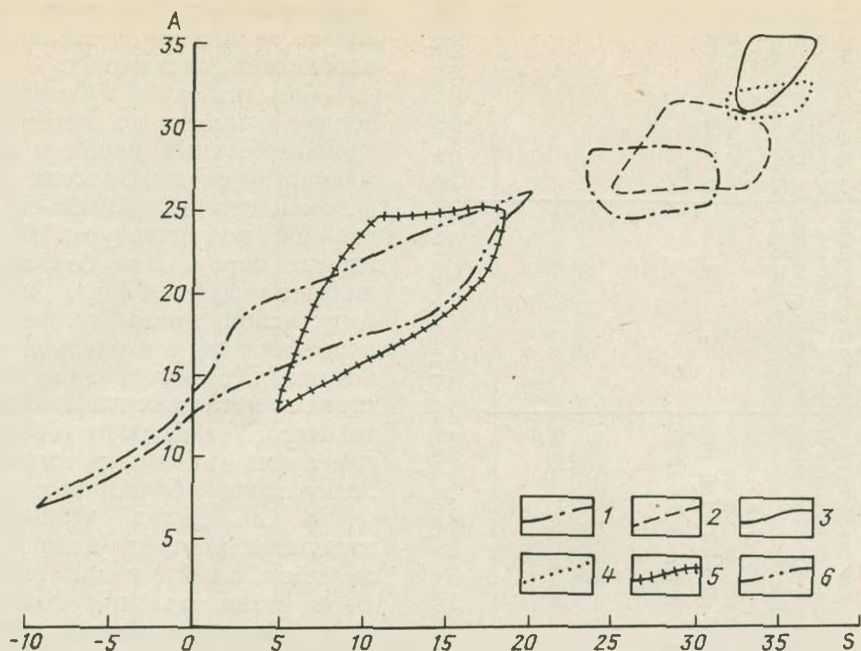


Рис. 5. Положение полей статистического распределения составов главных видов основных вулканических пород нормального ряда в координатах $A = \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ и $S = \text{SiO}_2 - (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2)$; вес. %.

1 — оливиновые (толеитовые) базальты; 2 — собственно (толеитовые) базальты; 3 — лейкобазальты (толеитовые); 4 — гиперстенные базальты; 5 — пикритобазальты; 6 — пикритодолериты

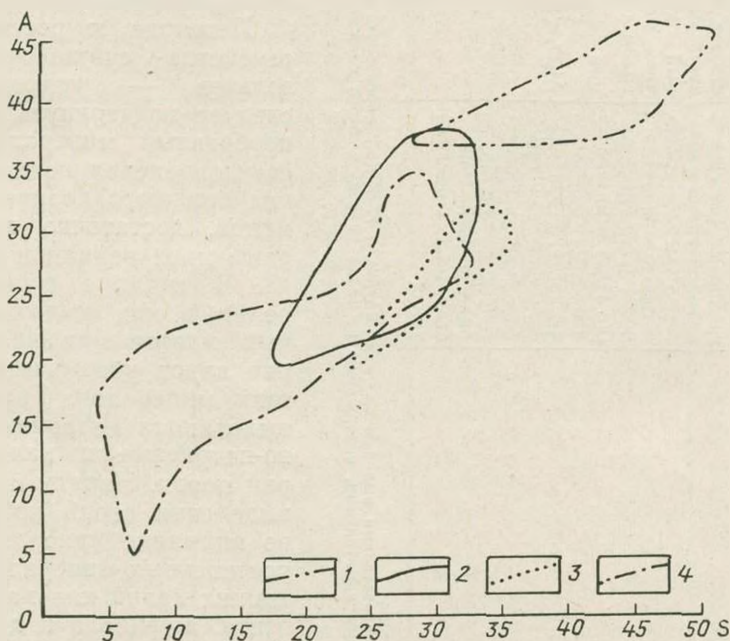


Рис. 6. Положение полей статистического распределения составов главных видов основных плутоонических пород нормального ряда в координатах $A = \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ и $S = \text{SiO}_2 - (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2)$; вес. %.

1 — анортозиты (битовнититы и лабрадориты); 2 — габбро; 3 — нориты; 4 — пироксениты

ноцветных минералов, состав плагиоклаза. Некоторые гипабиссальные аналоги субщелочных базальтов обычно классифицируются и называются так же, как и соответствующие эффузивные породы (например, гавайиты, муджиериты). Содержание магнезии и глинозема, наряду с цветовым индексом, позволяет оценить степень меланократовости пород и отнести их к той или иной разновидности.

Структуры пород семейства субщелочных базальтов — трахибазальтов сходны со структурами базальтов нормального ряда, но нередко отличаются большим идиоморфизмом темноцветных минералов и преобладанием их во вкрапленниках над полевыми шпатами.

Выделение и наименование разновидностей измененных пород может быть основано на тех же принципах, что и для базальтов и их гипабиссальных аналогов нормального ряда.

Семейство субщелочных базальтов — трахибазальтов (субщелочных долеритов — трахидолеритов) включает семь видов: 1) субщелочных оливиновых базальтов (долеритов); 2) субщелочных оливиновых лейкобазальтов (лейкодолеритов); 3) субщелочных мегаплагиофировых лейкобазальтов («анортозитовые лавы» Камчатки); 4) гавайитов (андезиновых базальтов); 5) муджиеритов (олигоклазовых базальтов); 6) трахибазальтов (трахидолеритов); 7) шошонитов (высококалиевых трахибазальтов и трахидолеритов) (табл. 6).

Характерной особенностью минерального состава пород этого семейства является повышенное содержание альбитовой составляющей в плагиоклазе, с чем связано наличие андезина и олигоклаза, часто высококалиевых, появление титан- и эгирин-авгитов, анортоклаза, ортоклаза или санидина и небольших количеств биотита, керсутита. Характерно также широкое развитие оливина и присутствие его как во вкрапленниках, так и в основной массе. Напомним, что в базальтах нормальной щелочности оливин в основной массе обычно отсутствует. Кроме того, в вулканических породах субщелочного ряда, в отличие от толеитовых базальтов, оливин вкрапленников часто зонален с постепенным увеличением фаялитовой составляющей от центра к периферии зерен. При этом оливин широко распространен в минеральных парагенезисах лейкократовых (обогащенных SiO_2 и Al_2O_3) разновидностей базальтовых пород субщелочного ряда, в то время как в толеитовых лейкобазальтах он отсутствует (0—2%).

Клинопироксены в породах семейства субщелочных базальтов — трахибазальтов несколько обогащены властонитовым компонентом по сравнению с пироксенами толеитовых базальтов, а также титаном, щелочами и алюминием, что обуславливает появление в них салит-авгитов, диопсид-авгитов, титанавгитов и эгирин-авгитов.

Калиевые полевые шпаты, представленные анортоклазом, санидином и ортоклазом, образуют вкрапленники и микролиты (в трахибазальтах, трахидолеритах, муджиеритах и шошонитах) или же развиваются в виде каемок вокруг плагиоклаза и в интерстициях (в субщелочных оливиновых базальтах и долеритах и гавайитах). Биотит и керсутит присутствуют главным образом в трахибазальтах (трахидолеритах), шошонитах и их меланократовых разновидностях — абсарокитах.

По химическому составу вулканические породы субщелочного ряда отличаются от базальтов нормальной щелочности повышенным содержанием щелочей, главным образом за счет K_2O , содержание которого в субщелочных базальтах (долеритах), субщелочных лейкобазальтах и гавайитах достигает 1,5—1,8%, а в муджиеритах, трахибазальтах и шошонитах — 2,5—4,5%, обуславливая появление в этих трех видах в

Классификация и характеристика основных вулканических и гипабиссальных горных пород субщелочного ряда

Классификационные признаки ряда	Граничные значения содержания SiO_2, Na_2O+K_2O (вес. %)		44—53 (± 2) 2,5—9,5							
	Типоморфные \pm существенные минералы		Pl (An ₂₀₋₈₅), Ol (Fa ₁₅₋₆₅), Crx (авгит, титанавгит, эгирин-авгит), \pm Fsp (анортоклаз, ортоклаз, санидин)							
Семейства горных пород			Субщелочных базальтов — трахибазальтов (субщелочных долеритов — трахидолеритов)							
Типоморфные \pm существенные минералы семейств			Pl (An ₂₀₋₈₅), Ol (Fa ₁₅₋₆₅), Crx (авгит, титанавгит, диопсид-авгит, салит-авгит, ферроавгит, эгирин-авгит), \pm Fsp (анортоклаз, ортоклаз, санидин), \pm Kc, \pm Vt							
Виды горных пород			Субщелочной оливиновый базальт и долерит	Субщелочной оливиновый лейкобазальт и лейкодолерит	Субщелочной мегаллагиофировый лейкобазальт	Гавайит (андезиновый базальт)	Муджисрит (олигоклазовый базальт)	Трахибазальт и трахидолерит	Шошонит (высококалийный трахибазальт и трахидолерит)	
Типоморфные \pm существенные минералы видов			Pl (An ₄₀₋₈₅) <50 Ol (Fa ₁₀₋₆₀) Crx (авгит, титанавгит) \pm Fsp, \pm Vt \pm Ферроавгит \pm Стекло	Pl (An ₂₅₋₇₅) >50 Ol (Fa ₁₅₋₃₅) Crx (авгит) \pm Стекло	Pl (An ₅₀₋₇₅) Crx (авгит) Ol (Fa ₂₀₋₄₅) \pm Orx (Fs ₂₀₋₃₃) Стекло	Pl (An ₃₀₋₄₅), Ol (Fa ₃₅₋₅₅) Crx (авгит, титанавгит), \pm Fsp (анортоклаз) Стекло	Pl (An ₂₀₋₃₅), Fsp (анортоклаз, санидин), Ol (Fa ₃₅₋₆₅), Crx (авгит, ферроавгит) Стекло	Pl (An ₂₀₋₇₀) Ol (Fa ₁₀₋₇₀) Crx (авгит, титанавгит, эгирин-авгит) Fsp (анортоклаз, санидин, ортоклаз) \pm Kc, \pm Vt Стекло	Pl (An ₄₀₋₇₅) Fsp (санидин, ортоклаз), Crx (авгит, салит, титанавгит, диопсид, эгирин-авгит), Vt Стекло	
Граничные содержания минерального модального состава видов (об. %)			Pl 20—45 Crx 25—50 Ol 10—30 Fsp 5—10 Rm (Mt, ti—Mt, Jl) 3—15, Vt 5 Стекло 5—10 до 50 в кровле и подошве потоков	Pl 50—70 Crx 10—30 Ol 5—15 Rm (Mt, ti—Mt, Jl) 5—10 Стекло 0—10 до 40—55 в кровле и подошве потоков	Pl 60—80 Crx } Ol } 5—10 Orx } Rm 5—10 Стекло 20—30	Pl 35—60 Crx 25—30 Ol 5—30 Rm (Mt, ti—Mt, Jl) 5—10 Fsp до 5 Стекло	Pl 50—65 Fsp 10—15 Crx 5—10 Ol 10—25 Rm (Mt, ti—Mt) 5—10 Стекло	Pl 10—50 Crx 10—25 Ol 5—20 Fsp 5—10 Vt 5—10 Kc 5 Rm 5 Стекло 15—80	Pl 25—55 Fsp 10—35 Crx 15—30 Ol 5—20 Vt 5—10 Rm до 5 Стекло 10—75	
Граничные содержания химических компонентов видов (вес. %)			SiO ₂ 44—48 TiO ₂ 2—3,5 Al ₂ O ₃ 12—15 FeO+Fe ₂ O ₃ 11—13 MgO 6—13 CaO 8—11 Na ₂ O 1,5—4 K ₂ O 0,5—1,5 Na ₂ O+K ₂ O 2,5—5,5	48,6—52 1—2 16—18 9—11 5—6,5 7—9 3,5—4,2 0,8—1,8 4,5—6	49—53 0,5—1,5 18—22 6—9 2—5,5 7—9,5 4—5 1,5—2,5 6—6,5	47—49,5 3—4 14—16 12—14 4—6 8—9,5 3—4 1—1,5 4,5—6	48,5—52 1,6—3 16—18 10—14 2,5—3,7 5—6,5 3,5—5,5 2—2,5 5,5—7,5	47—53 1—2 14,5—19 8—10 4—7 7—9,5 3—5,5 1,6—3 4—8,5	46,5—52 0,5—1,5 15—18,5 7,5—10 5—6,5 5—8 2,5—3 2,7—4,5 5—8	
Важнейшие петрохимические характеристики видов (вес. %)			Na ₂ O/K ₂ O (серия) >4 Натриевая	1—4 Калиево-натриевая	>4 Натриевая	1—4 Калиево-натриевая	1—4 Калиево-натриевая	1—4 Калиево-натриевая	1—4 Калиево-натриевая	<1 Калиевая
$al' = \frac{Al_2O_3}{FeO+Fe_2O_3+Mg}$			<0,75	0,75—1	1—2	1—2	0,75—1	0,75—1 1—2	0,75—1 1—2	1—2
$f' = FeO+Fe_2O_3+MgO+TiO_2$			21—23	16—21	14—16	14	16—21	16—21	14—21	14—16
$K_{\phi} = \frac{Fe_2O_3+FeO}{Fe_2O_3+FeO+MgO} \cdot 100$			<50—80 и более	55—65	60—75	60—75	60—70	60—70	60—70	40—70

Разновидности видов 1. По общей структуре породы	Афировые и мелкопорфи- ровые (вкраплен- ников до 10%)	Афировые и се- рийно-порфи- ровые	Мегапорфи- ровые	Афировые и мелкопорфи- ровые	Афировые и мелкопорфи- ровые (вкраплен- ников 10%)	Порфиоровые (вкрапленников 25—40%)	Порфиоровые (вкрапленников 25—40%)
2. По составу и разме- ру вкрапленников	Оливин-порфи- ровые, оливин- пироксен-пор- фировые, оли- вин-плаггиоклаз- пироксен-пор- фировые	Оливин-порфи- ровые, оливин- плаггиоклаз- порфиоровые	Плаггиоклаз- порфиоровые, гигантопорфи- ровые (10— 30 мм) и мезо- плаггиопорфи- ровые (5—10 мм)	Оливин-пиро- ксен-порфи- ровые	Плаггиоклаз- оливин-порфи- ровые	Плаггиоклаз- порфиоровые, плаггиоклаз-пиро- ксен-порфи- ровые, Pl— Срх—Ol-порфи- ровые, Pl— Fsp—Срх-пор- фиоровые, Pl— Срх—Ol-порфи- ровые, Срх—Ol- керсутит-порфи- ровые и др.	Плаггиоклаз-пиро- ксен-орто- клаз-оливин- порфиоровые, Pl—Срх-порфи- ровые, Pl— Fsp—Срх—Ol— Vt-порфиоровые
3. По микроструктуре пород или структуре основной массы	Долеритовая, микродолерито- вая, пойкило- офитовая, ин- терсертальная, гиалопилитовая	Микродолери- товая, интер- сертальная, ги- алопилитовая, пилотакситовая	Гиалопилито- вая, реже ги- алопилитовая, ин- терсертальная, ми- кролитовая	Пилотаксито- вая, интерсер- тальная, ги- алопилитовая, ми- кродолерито- вая	Трахитовая, интерсерталь- ная	Гиалопилито- вая, интерсер- тальная, ги- алопилитовая, микродолеритовая	Гиалопилито- вая, интерсер- тальная, тра- хитовая, ги- алопилитовая, микродолеритовая
4. По составу и коли- честву цветных минера- лов	1. Анкармит (субщелочной пикритоба- залт) — при содержании ти- танистых кли- нопироксенов						1. Высокока- лиевый трахи- долерит 2. Абсарокит — при наличии во вкрапленниках
	≥ 45% и Pl < 30%. 2. Ферробазальт — при появле- нии гортоно- лита и фер- роавгита, Rm > 15%, K _ф > 80%						только цветных минералов и количестве их 45—55% 3. Ортоклазо- вые трахиба- залты при на- личии во вкрап- ленниках толь- ко ортоклаза и плаггиоклаза
Характерные особен- ности видов горных пород	Высокое содер- жание цветных минералов (≥ 50%). Появление ан- дезина, иногда Fsp в каемках и микролитах, оливина и ти- танавгита в ос- новной массе; низкое содержа- ние SiO ₂ (< 48%), Al ₂ O ₃ (< 16%) и K ₂ O (< 1,5%) при высоком TiO ₂ (> 2%), Fe ₂ O ₃ + FeO (> 11%) и MgO (> 6%). Преимуществен- но афировое или оливин-пор- фиоровое полно- кристаллическое строение	Преобладание плаггиоклаза над цветными минералами. Появление оли- гоклаза и анде- зина в каемках Pl (лабрадора), наличие оливи- на в основной массе и позднее выделение Срх; высокое содер- жание SiO ₂ (> 48%) и Al ₂ O ₃ (> 16%) при низких Fe ₂ O ₃ +FeO (< 11%), TiO ₂ (< 1,7%) и K ₂ O (< 1,7%). Пре- имущественно афировое и пол- нокристалличе- ское строение	Мегапорфи- ровое строение, резкое преобла- дание Pl (лаб- радора) над цветными; весь- ма высокое со- держание Al ₂ O ₃ при низких TiO ₂ , Fe ₂ O ₃ + FeO и MgO	Появление ан- дезина (модаль- ного и норма- тивного) при высоком Fe ₂ O ₃ +FeO, TiO ₂ (> 3%) и низком Al ₂ O ₃ (< 16%). Пре- имущественно мелкопорфи- ровое строение	Наличие олиго- клаза и олиго- клаз-андезина с высоким со- держанием ка- лия и Ol с вы- соким Fa (> 30%), высо- кое содержание Fsp и K ₂ O > 2%, низкое содер- жание MgO (< 4%) и CaO (< 7%) при вы- соком Fe ₂ O ₃ + FeO и TiO ₂ . Преимуществен- но мелкопор- фиоровое строение	Присутствие Fsp, Vt, керсу- тита, эгирин-ав- гита, наличие обратной и ре- куррентной зо- нальности в Pl, появление K-олигоклаза и K-олигоклаз- андезина; высо- кое содержание SiO ₂ и щелочей при низком Fe ₂ O ₃ +FeO и TiO ₂ . Преиму- щественно рез- копорфиоровое строение	Высокое содер- жание калиево- го полевого шпата (до 35%) и окиси калия (2,7—4,5%). Преимуще- ственно резко- порфиоровое строение

существенных количествах анортоклаза, ортоклаза или санидина и биотита.

Субщелочные оливиновые базальты (долериты) отличаются от других видов этого семейства низкими содержаниями SiO_2 и суммы щелочей и занимают на диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ нижнюю левую часть поля пород субщелочного ряда (см. рис. 1). Для них характерно также низкое содержание глинозема и высокое TiO_2 , суммарного железа и магния, в связи с чем в их составе значительно больше цветных минералов, чем полевых шпатов.

Для субщелочных оливиновых лейкобазальтов отмечаются обратные соотношения перечисленных выше окислов и минералов.

Гавайиты занимают промежуточное положение: по содержанию SiO_2 , TiO_2 и суммы окислов железа они приближаются к субщелочным базальтам, а по MgO и сумме щелочей — к субщелочным лейкобазальтам. Отличительной особенностью их минерального состава является наличие андезина.

Породы двух первых видов имеют широкое площадное распространение, часто образуя потоки и покровы значительной мощности и протяженности и отличаясь большой однородностью, устойчивостью петрохимических признаков, а также преобладанием хорошо раскристаллизованных микродолеритовых афировых разностей. Они известны, главным образом, среди однородных формаций позднегеосинклинального и субплатформенного этапов развития геосинклиналей и в зонах активизации на континентах и океанических островах. Гавайиты же чаще всего являются членами ассоциаций океанических вулканических сообществ, где развиты субщелочные оливиновые базальты и дифференцированные серии щелочных пород.

Субщелочные оливиновые базальты и субщелочные лейкобазальты достаточно четко различаются структурно-тектонической позицией. На континентах субщелочные оливиновые базальты наиболее характерны для зон активизации (Забайкалье, Монголия и др.), а высокоглиноземистые субщелочные лейкобазальты — для завершающих (позднеорогенных) этапов вулканизма геосинклинальных зон (Южный Урал, Закавказье и др.).

Особенностью субщелочных мегаплагиопорфировых лейкобазальтов, помимо их специфической резкопорфировой невадитовой структуры, является весьма высокое содержание глинозема (18—22%), низкая фемичность ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2 < 14$) и лабрадоровый состав вкрапленников плагиоклаза при высокой щелочности породы (6—6,5%), за счет наличия в ней значительного количества высокощелочного стекла.

Муджириты характеризуются низкими содержаниями MgO (<4%) и CaO (<7%) при высоких TiO_2 , суммы железа (10—14%) и K_2O (2—2,5%), что отличает их от субщелочных оливиновых лейкобазальтов, близких по содержанию SiO_2 и Al_2O_3 . В их составе в заметных количествах присутствует анортоклаз (10—15%), а также высококальневый олигоклаз и олигоклаз-андезин (до 2—4% K_2O).

Трахибазальты калиево-натриевые (или трахибазальты собственно) отличаются от субщелочных оливиновых базальтов и гавайитов более высокими содержаниями SiO_2 , Al_2O_3 и щелочей, особенно K_2O (>1,5%) и более низкими TiO_2 (<2%), суммы железа (<11%) и CaO . От субщелочных оливиновых лейкобазальтов их отличает более высокое содержание щелочей, главным образом K_2O (>1,5—2%), резкопорфировое строение с высоким содержанием вкрапленников, а также особенности минерального состава. Главными минералами в них являются

плаггиоклаз, клинопироксен, оливин, калиевый полевой шпат, керсутит, биотит, рудные минералы; иногда в небольшом количестве (до 5%) присутствуют анальцит, баркевикит, апатит. При этом постоянно присутствующим является только плаггиоклаз, часто развит также плаггиоклаз-пироксеновый и плаггиоклаз-оливиновый парагенезисы, а остальные минералы могут входить в парагенезисы с указанными минералами в разнообразных сочетаниях.

Оливин в трахибазальтах часто более железистый, чем в оливиновых лейкобазальтах (до 35—70% фаялитовой составляющей), присутствует главным образом в виде небольших зерен в основной массе, реже образует фенокристаллы. Плаггиоклаз вкрапленников — лабрадор — андезин (Ap_{45-65}), основной массы — олигоклаз — андезин (Ap_{25-45}). Клинопироксен чаще всего — авгит и титанавгит. В ряде случаев присутствует диопсид, высококальциевый авгит, салит, эгирин-авгит.

Калиевый полевой шпат присутствует обычно в виде ксеноморфных зерен в основной массе, реже образует вкрапленники и мегакристаллы. Характерной особенностью трахибазальтов, помимо резкопорфировой структуры, является высокое содержание стекла даже в центральных частях потоков, что отличает их от муджиритов и субщелочных лейкобазальтов. Раскристаллизованные долеритовые разности появляются только в силловых залежах.

Трахибазальты часто входят в состав дифференцированных серий субщелочных пород (непрерывно дифференцированные формации). В ряде случаев они ассоциируют с породами нормальной щелочности (известково-щелочные базальты, андезиты, дациты, риолиты и др.) и щелочными породами (щелочные базальтоиды, щелочные трахиты, фонолиты и др.). Для трахибазальтов, в отличие от субщелочных оливиновых базальтов, характерно широкое развитие пород пирокластической фации и связь с полигенными вулканами центрального типа, образованными переслаиванием лав и туфов.

Шошониты (и абсарокиты) отличаются от трахибазальтов и других пород семейства высокими содержаниями K_2O ($Na_2O/K_2O < 1$) и калиевого полевого шпата (до 35%). Шошониты характеризуются преобладанием полевых шпатов над темноцветными минералами, среди последних, в свою очередь, главными являются оливин и клинопироксен.

В заключение следует отметить, что разграничивая основные эффузивы, необходимо быть особенно осторожными при диагностике их по химическому составу при обилии вкрапленников. Это может свидетельствовать о присутствии аккумулятивных фаз. В этих случаях необходимо привлекать на помощь минералогические критерии, которые должны быть в этом случае главенствующими.

Основные плутонические породы нормального петрохимического ряда представлены главным образом семейством габброидов, к которому относятся наиболее распространенные базиты плутонического класса, играющие существенную роль в строении земной коры. Главным типоморфным минералом габброидов является основной плаггиоклаз. Различные его сочетания с двумя другими типоморфными минералами — ортопироксеном и клинопироксеном — определяют главные виды семейства: габбро ($Pl + Cpx$), норит ($Pl + Opx$), габбронорит ($Pl + Opx + Cpx$). Существенную роль в семействе габброидов играет оливин. Его различные количественные сочетания с плаггиоклазом характеризуют четко обособленный вид — троктолит, лейкократовые и меланократовые разновидности которого иногда обозначают устаревшими терминами — форелленштейн и гарризит.

При увеличении содержания пироксенов появляется ряд переходных разновидностей от троктолитов к габбро и норитам через оливиновые габбро и оливиновые нориты (5—35% Ol), которые, в соответствии с рекомендациями Международной подкомиссии, предлагается относить к самостоятельным видам. Эти породы не только по минеральному составу и структурам, но и по своему геологическому распространению отличаются от нормальных габброидов и занимают особое место в мафит-ультрамафитовых интрузивных ассоциациях. Они в целом не характерны для альпийских интрузий, где постоянно отмечается четкая дискретность между бесполевошпатовыми ультрабазитами и габбро. Оливиновые виды норитов, габброноритов и габбро наибольшее значение имеют в строении ритмично расслоенных (стратиформных) мафит-ультрамафитовых плутонов, где эти породы, образующие нередко значительные самостоятельные обособления, связаны постепенными переходами как с бесполевошпатовыми ультрабазитами, так и с нормальными габброидами.

Минеральный состав анортозитов, входящих также в состав семейства габброидов, определяется только одним типоморфным минералом — основным плагиоклазом при отсутствии или очень незначительной роли темноцветных минералов (пироксенов, оливина), составляющих менее 5%. Среди анортозитов могут быть выделены две разновидности в зависимости от основности плагиоклаза: битовнитит и лабрадорит, более редки анортиты, как правило, связанные с битовнититами. Анортозиты с более кислым плагиоклазом (андезиниты, олигоклазиты) по содержанию кремнезема относятся уже к группе средних пород, где они и рассматриваются. Таким породам, вероятно, лучше присвоить название «плагиоклазитов», а термин «анортозиты» сохранить только за основными плагиоклазовыми породами (от старинного французского названия плагиоклаза — *anorthose*).

Для анортозитов известны две главные формы нахождения в природе: а) в виде самостоятельных больших плутонических массивов, развитых исключительно среди докембрийских метаморфических комплексов, где анортозиты нередко находятся совместно с гранитоидами; б) в виде магматических слоев, обычно тонких, но нередко и достаточно мощных, в сложных ритмично расслоенных ультрамафит-мафитовых плутонах различного геологического возраста, где они тесно ассоциируют с габброидами [Богатиков, 1979]. Иногда в такситовых габбро встречаются неправильной формы лейкократовые обособления, тождественные по составу анортозитам. В некоторых разновидностях анортозитов в небольшом количестве (до 5%) присутствуют кварц и кальцевый полевой шпат (обычно с пертитовыми вростками плагиоклаза), а также в качестве примесей обычные для габброидов существующие или второстепенные минералы. При увеличении количества темноцветных минералов (>5%) породы должны рассматриваться уже как лейкократовые габброиды. Последние отнесены к разновидностям соответствующих габброидов (лейкогаббро, лейконорит, лейкогаббронорит); они встречаются обычно в тесной связи с нормальными габброидами и имеют с ними постепенные переходы. Лейкократовые габбро очень типичны и для многих анортозитовых массивов, где они часто называются габброанортозитами.

Другое семейство базитов, занимающее противоположное крайнее положение в ряду основных плутонических пород нормальной щелочности, образуют основные ультрамафиты (или «перкниты»), в которых главный типоморфный минерал ряда — основной плагиоклаз — отсутствует, а минеральные ассоциации видов представлены различными

сочетаниями ортопироксена, клинопироксена и (или) роговой обманки. Это семейство пироксенитов — горнблендитов, члены которого постоянно и тесно ассоциируются с бесполовошпатовыми ультраосновными породами практически во всех перечисленных выше природных ассоциациях. Лишь сравнительно редкие разновидности пироксенитов, содержащие примесь биотита или флогопита, встречаются обычно в ассоциации не с ультрабазитами, а с нефелиновыми породами. Пироксениты и горнблендиты связаны постепенными переходами, с одной стороны, через их оливиновые разновидности с семейством перидотитов в группе ультраосновных пород, а с другой — с семейством габброидов через плагиоклазосодержащие (плагиоклазовые) разновидности; в последних содержание плагиоклаза не превышает 10%; породы с более высокими содержаниями плагиоклаза (>10%) должны быть отнесены уже к меланократовым габброидам (меланогаббро, меланонориты, меланогаббронориты), отличающимся от нормальных видов габброидов более высоким цветовым индексом (65—90).

Предлагаемая схема классификации основных плутонических пород нормального петрохимического ряда, включающего два указанных выше семейства и 14 видов горных пород, приведена в табл. 7, где отмечены минералогические и петрохимические особенности семейств и видов, а также выделены их главные разновидности. Как и классификация ультрабазитов (см. табл. 2), эта схема приведена в возможно близкое соответствие с рекомендациями Международной подкомиссии по систематике изверженных пород [Классификация..., 1975, рис. 3, 4], особенно в отношении традиционного и четкого расчленения базитов на виды и принятых граничных между ними значений количественно-минералогических и петрохимических показателей.

В группе основных плутонических пород, кроме рассмотренного ряда базитов нормальной щелочности, выделяется, как и в группе ультраосновных пород, еще только один петрохимический ряд — щелочных базитов. Субщелочной ряд здесь выделять нет необходимости, так как в рассматриваемой группе практически нет субщелочных горных пород, которые были бы достаточно широко распространены или имели бы существенное значение в интрузивных ассоциациях. Среди семейства пироксенитов — горнблендитов субщелочными можно считать только упоминавшиеся уже относительно редкие биотитовые разности пироксенитов, встречающиеся спорадически в щелочных интрузивных комплексах. В семействе габброидов субщелочными по химизму являются некоторые ортоклазовые и биотитовые габбро. Но такие породы могут (и даже с большим основанием) рассматриваться как разновидности эссексита или шонкинита, относящихся уже к щелочному ряду. Как показано в табл. 9, эссекситы и шонкиниты характеризуются содержаниями нефелина 0—10%, их нефелинсодержащие разности тесно связаны постепенными переходами с безнефелиновыми, которые традиционно принято обозначать теми же видовыми названиями. Поэтому такие немногие разновидности базитов, характеризующиеся отсутствием фельдшпатоидов и соответственно пониженным содержанием суммы щелочей, не выделяются в самостоятельный субщелочной ряд, а рассматриваются вместе с плутоническими породами щелочного петрохимического ряда в качестве некоторых разновидностей последних.

Основные породы щелочного ряда представлены вулканическими и плутоническими образованиями. Они довольно широко распространены на земном шаре и известны в пределах главных петрографических провинций почти всех континентов. Щелочно-основные породы

Классификация и характеристика основных плуто

Классификационные признаки ряда	Граничные содержания (вес. %) SiO_2 и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$	$44 (\pm 2) < \text{SiO}_2 < 53 (\pm 2);$	
	Типоморфные \pm существенные минералы	Pl (Ап ₄₅₋₉₀)	
Семейства горных пород		Пироксенитов—горнблендитов	
Типоморфные \pm существенные минералы семейств			
Граничные содержания в семействе (вес. %) SiO_2 и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$			
Виды горных пород		Ортопироксенит и оливиновый ортопироксенит	Вебстерит и оливиновый вебстерит
Типоморфные минералы видов		Orx, Ol	Orx, Cpx, Ol
Граничные содержания минерального модального состава видов (об. %)		Orx 50—100 Cpx < 10 Ol 5—40 Hbl < 10	Orx 5—90 Cpx 5—90 Ol 5—40 Hbl < 10
Граничные содержания химических компонентов видов (вес. %)	SiO_2	46—56	46—54
	TiO_2	0,1—0,2	0,1—1,0
	Al_2O_3	0,1—6	0,1—6
	Fe_2O_3	0,5—4	0,5—5
	FeO	2—25	2—10
	MnO	0,05—0,3	0,05—0,3
	MgO	20—35	15—30
	CaO	0,5—4	6—20
	Na_2O	0—0,5	0,1—1,5
	K_2O	0—0,1	0—0,15
	P_2O_5	0—0,1	0—0,15
Важнейшие петрохимические характеристики видов (вес. %)	$A = \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$	1—7	8—15
	$S = \text{SiO}_2 - (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2)$	10—20	18—25
	$al' = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}}$	0,1	0,2
	$K_\phi = \frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}} \cdot 100$	> 4	> 4
		35—40	35—40
Разновидности видов:		Энстатит Бронзитит	
1. При Pl 5—10%			
2. При Hbl 5—10%			
3. По составу пироксена			
4. При основности Pl (Ап ₉₀₋₁₀₀)			
5. При $35 > \text{Pl} > 10$ (цветовой индекс M 60—90)			
6. При $65 < \text{Pl} < 90$ (цветовой индекс M 10—35)			
7. При $K_\phi > 80$			
Характерные особенности семейств и некоторых видов горных пород		Структура панидиоморфнозерни между ними видов (роговообманко (например, косьвиты Урала) имеют ититов в результате эпимагматическое лом менее подверженных вторичным характерна постмагматическая серпензации (образование актинолита, тре	

нических пород нормального петрохимического ряда

$$0,5 < (Na_2O + K_2O) < 1,0$$

Орх (гиперстен, бронзит, энстатит), Срх (диопсид, диопсид-авгит, геденбергит), ±Ол, Нбл

(основных ультрамафитов)

Орх, Срх, ±Нбл

42—54
1,0—2,5

Клинопироксенит и оливиновый клинопироксенит	Роговообманковый пироксенит и оливино-роговообманковый пироксенит	Пироксеновый горнблендит и оливин-пироксеновый горнблендит	Горнблендит и оливиновый горнблендит
Срх, Ол	Рх, Нбл, Ол	Нбл, Рх, Ол	Нбл, Ол
Срх 50—100 Орх < 10 Ол 5—40 Нбл < 10	Срх } 30—90 Орх } Нбл 10—50 Ол 5—40	Нбл 50—90 Срх } 10—50 Орх } Ол 5—40	Нбл 50—100 Срх } < 10 Орх } Ол 5—40
44—53 0,1—1,0 1,5—5 1—7 2—6 0,05—0,3 14—24 16—23 0,1—2,0 0—0,2 0,05—0,2	40—52 0,2—1,5 1,5—9 1—8 2—8 0,05—0,3 12—22 12—18 0,2—2,5 0,2—1 0,05—0,2	40—52 0,2—2,0 5—14 1—10 3—10 0,1—0,3 10—20 8—17 0,3—3 0,2—1,8 0,05—0,3	38—50 0,1—2,0 6—14 2—10 6—10 0,1—0,3 10—20 7—17 0,5—3 0,2—2 0—0,3
15—22 20—30 0,3 > 4 35—40	 0,4 1—4; > 4 35—40	 0,5 1—4; > 4 35—40	 0,5 1—4; > 4 40—50

Плагноклазовые

Диопсидит
Диаллагит

стая для пироксенитов и горнблендитов, гипидиоморфнозернистая для промежуточных вых пироксенитов и пироксеновых горнблендитов); богатые магнетитом пироксениты сидеронитовую структуру. Горнблендиты во многих случаях образуются за счет пироксеного замещения пироксенов роговой обманкой. Для всех пород семейства перкнитов, в изменениям, чем существенно оливиновые породы (ультраосновные ультрамафиты), не тинизация (за исключением энстатититов); обычны явления хлоритизации и амфиболи-молита и зеленой роговой обманки — уралита)

Классификационные признаки ряда	Граничные содержания (вес. %) SiO_2 и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$	44 (± 2) < SiO_2 < 53 (± 2);		
	Типоморфные \pm существенные минералы	Pl (An_{45-90}) Орх (гиперстен, бронзит,		
Семейства горных пород				
Типоморфные \pm существенные минералы семейств				
Граничные содержания в семействе (вес. %) SiO_2 и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$				
Виды горных пород		Габбро	Оливиновое габбро	Норит
Типоморфные минералы видов		Pl, Срх	Pl, Срх, Ol	Pl, Орх
Граничные содержания минерального модального состава видов (об. %)		Pl 35—65 Срх 35—65 Орх < 5 Ol < 5; Hbl < 5	Pl 35—65 Срх 10—60 Ol 5—35; Орх < 5 Hbl < 5	Pl 35—65 Орх 35—65 Срх < 5 Ol < 5; ; Hbl < 5
Граничные содержания химических компонентов видов (вес. %)	SiO_2	42—52	42—49	47—53
	TiO_2	0,2—4	0,25—1	0,2—0,5
	Al_2O_3	8—24	11—24	10—20
	Fe_2O_3	0,5—10	1—5	0,5—3
	FeO	3—14	4—8	4—11
	MnO	0,1—0,3	0,1—0,25	0,05—0,2
	MgO	5—17	6—20	4—15
	CaO	11—17	5—18	6—11
	Na_2O	0,5—3	0,5—2	0,05—3
	K_2O	0,05—2	0,5—1	0,2—1
P_2O_5	0,1—0,6	0—0,1	0—0,1	
Важнейшие петрохимические характеристики видов (вес. %)	$A = \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ $S = \text{SiO}_2 - (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2)$			
	$al' = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}}$	< 1	< 0,75	< 1
	$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$	1—4	1—4	1—4
	$K_\phi = \frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}} \cdot 100$	55—65	50—55	55—60
Разновидности видов:		Анортитовые		
1. При Pl 5—10%		Меланогаббро	Оливиновое меланогаббро	Меланонорит
2. При Hbl 5—10%				
3. По составу пироксена		Лейкогаббро (габбро-анортзит) Феррогаббро	Оливиновое лейкогаббро	Лейконорит
4. При основности Pl (An_{90-100})				
5. При $35 > \text{Pl} > 10$ (цветовой индекс M 60—90)				
6. При $65 < \text{Pl} < 90$ (цветовой индекс M 10—35)				Ферронорит
7. При $K_\phi > 80$				
Характерные особенности семейств и некоторых видов горных пород		Для пород семейства габброидов характерную, габбро-офитовую структуру, большим идиоморфизмом минералов и от ногаббро (например, уральских тылаитов) виновых габбро, наряду с обычными норит		

$$0,5 < (Na_2O + K_2O) < 4,0$$

энстатит), Срх (диопсид, диопсид-авгит, геденбергит), \pm Ol, Hbl

Габброидов

Pl, Орх, Срх, \pm Ol

44—53
1,5—4,0

Оливиновый норит	Габбронорит	Оливиновый габбронорит	Троктолит	Анортозит
Pl, Орх, Ol	Pl, Орх, Срх	Pl, Орх, Срх, Ol	Pl, Ol	Pl (Ап ₅₀₋₉₀)
Pl 35—65 Орх 10—60 Ol 5—35 Срх <5; Hbl <5	Pl 35—65 Орх 5—60 Срх 5—60 Ol <5; Hbl <5	Pl 35—65 Орх 10—50 Срх 10—50 Ol 5—35; Hbl <5	Pl 35—65 Ol 35—60 Срх } <10 Орх } Hbl <5	Pl 90—100 Срх } <10 Орх } Ol <10
42—46 0,05—0,8 8—17 0,5—2 6—10 0—0,2 8—10 0,1—10 1—2,5 0,1—1,5 0—0,1	43—52 0,25—1 12—19 0,5—10 3,5—9 0—0,3 4,5—12 5—14 1,5—2,5 0,1—1 0—0,4	42—49 0,05—1 8—14 0,5—3 6—12 0—0,3 8—12 0,1—9 1—2,5 0,1—0,6 0—0,1	42—46 0,2—0,6 13—22 0,8—2 1,5—9 0,33—1,15 10—19 8—14 1—2 0,1—0,6 0,1—0,3	48—53 0,1—0,7 25—32 0,2—1 0,3—4 Сл.—0,1 0,3—3 10—14 1—4 0,1—1,5
<0,75 1—3 45—55	<1 1—4 55—60	<0,75 1—4 50—55	<0,75 >3 45—55	>10 >4

Роговообманковые

Анортитовые

Анортитит

Оливиновый меланонорит	Меланогаббронорит	Оливиновый меланогаббронорит	Меланотроктолит (гарризит)	Лабрадорит
Оливиновый лейконорит	Лейкогаббронорит Феррогаббронорит	Оливиновый лейкогаббронорит	Лейкотроктолит (форелленштейн)	Битовцитит

терны такситовые, часто полосчатые текстуры. Габбро имеют нориты — норитовую структуру, отличающуюся от габбровой существом офитовых соотношений между Pl и Рх. Для меланхарактерна криптовая структура. В оливиновых норитах и олифовыми и габбровыми, наблюдаются венцовые структуры

Для анортозитов характерна панидиоморфнозернистая структура

приурочены, как правило, к зонам завершённой складчатости и устойчивым блокам в складчатых областях, а также к древним платформам, к зонам активизации платформ и рифтовым системам [Воробьева, 1969]. Они образуют массивы сложного строения, в которых участвуют породы основного, щелочного и субщелочного состава. Нередко вулканические и плутонические эквиваленты пространственно и генетически сопряжены, образуя единые вулкано-плутонические ассоциации.

Особенностью химизма основных пород щелочного ряда является сравнительно низкое содержание кремнезема при довольно значительном количестве щелочей. Типоморфными минералами для всех пород данного ряда можно считать фельдшпатонды и прежде всего нефелин, содалит, анальцит, канкринит, псевдолейцит (лейцит). Соотношение их и определяет в основном принадлежность к разным семействам и видам. Важными минералами в данной группе пород являются также полевые шпаты, количество и состав которых меняются в каждом семействе и виде. Из цветных минералов наиболее характерен клинопироксен, часто присутствуют оливин, амфибол, биотит.

Главные семейства вулканических и плутонических пород щелочного ряда следующие: основные фойдиты и основные фонолиты; щелочные базальтоиды и щелочные габброиды; основные фонолиты и основные фельдшпатоидные сиениты.

Вулканические породы наиболее широко представлены щелочными базальтоидами. Основные фойдиты и основные фонолиты не типичны для основных пород щелочного ряда и являются по существу переходными образованиями к ультраосновным щелочным и средним щелочным породам.

Семейство щелочных базальтоидов включает породы, имеющие облик базальтов, но отличающиеся от них щелочным характером, выражающимся как в химическом, так и в минеральном составе (табл. 8). В пределах данного семейства обособляются по преобладающему фельдшпатоиду и характеру полевого шпата следующие виды пород: тефрит, лейцитовый тефрит, нефелиновый трахибазальт, лейцитовый трахибазальт.

Тефрит содержит основной плагиоклаз, состав которого может отвечать лабрадору, реже битовниту или анортиту, один или несколько фельдшпатоидов (нефелин, содалит, анальцит, гаюин, нозеан, цеолиты, канкринит и др.). Главным цветным минералом в тефрите является клинопироксен, иногда присутствует оливин. В качестве второстепенной примеси содержится щелочной полевой шпат (<10%). По химическому составу тефриты довольно однородны. Колебания в содержании главных окислов обуславливаются переменным содержанием порообразующих минералов. Так, при значительном (до 40%) содержании нефелина (берешит) резко возрастает (до 23%) количество глинозема, увеличение роли оливина (базанит) влечет за собой возрастание магния и т. д. Большая часть тефритов относится к калиево-натриевой серии и только лейкократовые разновидности рассматриваются в натриевой серии, они же являются и весьма высокоглиноземистыми породами. Среди тефритов по существенному или второстепенному минералу (цветному или светлому) выделяется ряд разновидностей (см. табл. 8).

Тефрит обладает, как правило, порфировой структурой. Во вкраплениях присутствуют пироксен, плагиоклаз, фельдшпатоиды (чаще всего нефелин), иногда оливин, амфибол, биотит, очень редко сфен и меланит; в основной массе содержатся плагиоклаз, фельдшпатоид (один или несколько), пироксен, рудный минерал; могут присутство-

вать оливин, немного ортоклаза и буроватого или желтоватого стекла. Нередко встречаются пористые и миндалекаменные структуры, иногда миндалины выполнены цеолитами. Макроскопически тефриты темно-серые или черные тонкозернистые, плотные породы. Свообразно выглядит тефрит с обильным вкрапленников розового нефелина в темной основной массе (берешит), встреченный впервые в Кузнецком Алатау. Довольно распространена разновидность — оливниновый тефрит, получившая особое название — базанит, которое не рекомендовано для употребления [Заварицкий, 1956].

Лейцитовый тефрит, в отличие от тефрита, содержит вместо нефелина или другого натриевого фельдшпатоида лейцит. Наряду с плагиоклазом присутствует щелочной полевой шпат — санидин в качестве второстепенного минерала; клинопироксен представлен авгитом или авгит-диопсидом. По химическому составу тефрит отличается высоким содержанием калия, что обуславливает принадлежность лейцитового тефрита к калиевой серии. Известны многочисленные разновидности лейцитового тефрита, некоторые из них имеют специальные, часто местные, названия (везувит, орвиетит, оттяпит и др.), которые не рекомендуются к употреблению.

Нефелиновый трахибазальт — эффузивный аналог эссекита — состоит из плагиоклаза (андезина, реже лабрадора), щелочного полевого шпата, нефелина или другого натриевого фельдшпатоида (анальцим, содалит и др.), клинопироксена, иногда оливина. От тефрита отличается постоянным присутствием значительного количества щелочного полевого шпата, в основном санидина, ортоклаза или анортоклаза. Нефелиновые трахибазальты иногда содержат ненормально кислый плагиоклаз (альбит—олигоклаз), вследствие чего получили особое название — скомерит и марлезит.

Нефелиновые гавайиты и муджнериты также близки по составу к нефелиновому трахибазальту. Последний имеет постепенные переходы либо к фонолиту, либо к трахиту, либо к тефриту. Петрохимическая характеристика данного вида приведена в табл. 8.

Лейцитовый трахибазальт, в отличие от нефелинового трахибазальта, содержат лейцит вместо нефелина, встречается чаще всего среди калиевых серий щелочных вулканических пород как на континентах, так и в пределах океанических островов, в частности, на о. Тристан-да-Кунья.

Для основных фондитов, в отличие от ультраосновных фондитов, характерно присутствие небольшого количества щелочного полевого шпата, иногда плагиоклаза. Типоморфными минералами для них также являются фельдшпатоиды (анальцим, нефелин, лейцит) и клинопироксен, может присутствовать оливин. Положение этого семейства на классификационной диаграмме (см. рис. 1) определяется интервалом содержания кремнезема от 43 до 52% и суммы щелочей от 5 до 14%. Главные виды семейства: анальцимит, нефелинит полевошпатовый, лейцитит полевошпатовый — определяются характером фельдшпатоида. В отличие от аналогичных видов, принадлежащих к ультраосновным породам щелочного ряда, они содержат полевой шпат.

Анальцимит — довольно редкая вулканическая порода, в которой анальцим является единственным или преобладающим светлым минералом. Могут присутствовать в небольшом количестве щелочной полевой шпат и (или) нефелин, клинопироксен и оливин. Увеличение содержания полевого шпата (ортоклаза и плагиоклаза) может привести к образованию анальцимовых тефритов и анальцимовых трахибазаль-

Классификация и характеристика основных вулканических пород щелочного ряда

Классификационные признаки ряда	Граничные содержания (вес. %) SiO_2 Na_2O+K_2O		$44 \leq SiO_2 \leq 53 (\pm 2)$ $4 \leq Na_2O+K_2O \leq 18$											
	Типоморфные ± существенные минералы		Pl (An_{40-60}), F (Ne, Lc, Sod, Anc), ±Fsp (микроклин, санидин, ортоклаз, анортотлаз), Cpx (ti—avg, aeg—avg, avg, aeg, di)											
	Характерные второстепенные минералы		Ol, Am (kc, Brc, arf, gs), Bt (Phl, Lep), Ap, ti—Mt, Sph, gr											
Семейства горных пород	Основных фойдитов			Щелочных базальтоидов					Основных фойлитов					
Типоморфные ± существенные минералы семейств	F (Anc, Ne, Lc), Cpx, ±Ol, ±Fsp			Cpx, ±Ol, Pl, ±Fsp, F					Fsp, F, Cpx, ±Pl, ±Ol					
Граничные содержания SiO_2 в семействе Na_2O+K_2O (вес. %)	43—52 4—14			43—53 5—12					50—53 8—20					
Виды горных пород	Анальцимит	Полевошпатовый нефелинит	Полевошпатовый лейцитит	Тефрит	Лейцитовый тефрит	Нефелиновый трахибазальт	Лейцитовый трахибазальт	Нефелиновый мелафолит	Лейцитовый мелафолит					
Типоморфные ± существенные минералы видов	Anc, Cpx, ±Ol, ±Fsp	Ne, Cpx, ±Ol, ±Fsp	Lc, Cpx, ±Ol, ±Fsp	Pl (An_{50-60}) Fe (Ne, Sod, Anc) Cpx, ±Ol, ±Fsp	Pl (An_{30-60}) F (Lc, Ne) Cpx, ±Ol, ±Fsp	Pl (An_{40-50}) Fsp, F (Ne, Sod, Anc) Cpx, ±Ol	Pl (An_{40-50}) Fsp, F (Lc, Ne) Cpx, ±Ol	Fsp, F (Ne, Anc, Sod) Cpx, ±Ol, ±Am, ±Pl	Fsp, F (Lc, Ne) Cpx, ±Ol, ±Am, ±Pl					
Граничные содержания минерального модального состава видов (об. %)	Anc 40—60 Cpx 20—40 Ol 0—8 Fsp 0—7	Ne 25—50 Cpx 30—60 Ol 0—20 Fsp 0—10	Lc 30—60 Cpx 20—40 Ol 0—10 Fsp 0—10	Pl 20—50 Ne 10—25 (до 40) Cpx 10—40 Ol 0—20 Fsp 0—10	Pl 10—40 Lc 20—40 Cpx 20—50 Ol 0—10 Fsp 0—10	Pl 30—50 Fsp 10—30 Ne 5—20 Cpx 10—30	Pl 20—40 Fsp 10—30 Lc 15—30 Cpx 10—30 Ne 0—10	Fsp 50—70 Ne 5—15 Sod 10—20 Pl 0—5 Cpx 5—10 (до 30) Ol 0—5 Am (Bt) 0—10	Fsp 10—30 Lc 30—40 Ne 0—10 Pl 0—5 Ol 0—5 Cpx 10—20 (до 30) Am (Bt) 0—10					
Граничные содержания химических компонентов видов (вес. %)	SiO_2	43—50	43—49	43—48	43—47	46—50	45—53	46—52	50—54	51—53				
	TiO_2	1—4	1,5—5	1—5	0,5—1	0,5—2	1—3	2—3	0,09—2,5	0,09—3,0				
Важнейшие петрохимические характеристики видов (вес. %)	Al_2O_3	13—19	8—18	12—16	16—23	17—18	14—18	15—17	16—22	9—22				
	Fe_2O_3	2—3	5—9	4—6	4—6	2—7	2—5	2—4	1—3	1,2—5,0				
	FeO	2—5	2—6	4—7	3—6	2—6	3—6	6—8	1—5	0,9—4,5				
	MnO	0,2—0,5	0,3—0,5	0,1—0,2	0,2—0,8	0,08—0,3	0,1—0,3	0,1—0,2	0,1—0,2	0,1—0,2				
	MgO	0,5—4	3—13	4—8	1—7	3—5	2—4	4—5	0,3—2	0,4—6,0				
	CaO	2—6	10—15	5—10	4—9	6—11	6—10	8—9	1—5	2,5—9,0				
	Na_2O	3—9	3—9	2—3	4—9	3—4	4—5	2—4	7—13	2—6				
	K_2O	1—3	1—5	6—8	2—3	4—7	2—4	3—5	3—9	6—14				
	P_2O_5	0,2—0,7	0,5—1	0,5—0,8	0,3—0,9	0,3—2	0,4—1	0,5—1,5	0—0,3	0,2—1,8				
	Na_2O/K_2O (серия)	1—4 Калиево-натриевая	>4 Натриевая	1—4 Калиево-натриевая	>4 Натриевая	<1 Калиевая	1—4 Калиево-натриевая	>4 Натриевая	<1 Калиевая	1—4 Калиево-натриевая	<1 Калиевая	1—4 Калиево-натриевая	>4 Натриевая	<1 Калиевая
	$al' = \frac{Al_2O_3}{Fe_2O_3+FeO+MgO}$	1—2; 2—10	1—2; 2—10	0,1—0,75; 0,75; 0,75—1,0	0,5—0,75; 0,75; 0,75—1,0	0,1—0,75; 0,75—1,0	0,5—0,75; 0,75—1,0; 1—2; 2—10	0,5—0,74; 0,75—1,0; 1—2; 2—10	0,5—0,75; 0,75—1,0; 1—2; 2—10	0,75—1; 0,75—1,0; 1—2	2—10	2—10	2—10	2—10
	$K_a = \frac{Na_2O+K_2O}{Al_2O_3}$ (мол. кол.)	0,4—0,8	0,5—0,7	0,6—0,9	0,4—0,8	0,6—0,9	0,5—0,6	0,5—0,6	0,8—1,1	0,8—0,9				

Разновидности видов 1. По характерному су- щественному или второ- степенному минералу а. По цветному	Оливнино- вый, биоти- товый	Оливниновый	Оливнино- вый, биотито- вый	Оливниновый, (базанит) амфиболовый	Оливнино- вый, биотитовый	Амфиболо- вый, биоти- товый, оли- виновый	Биотито- вый, оли- виновый	Амфиболо- вый, оли- виновый	Биотито- вый, ам- фиболо- вый, оли- виновый
б. По светлomu	Нефелино- вый, поле- вошпатовый	Лейцито- вый, мели- литовый	Нефели- новый, гаюино- вый, мелили- товый	Содалитовый, но- зеановый, аналь- цимовый, гаюино- вый, скаполито- вый, ортоклазо- вый, мелилитовый	Нефелино- вый, орто- клазовый	Анальцимо- вый, сода- литовый, нозеановый	Нефелино- вый, гаю- иновый	Содалито- вый, ана- льцимовый, натролито- вый, кан- кринитовый, нозеановый, плагиокла- зовый	Нефели- новый, плаги- оклазо- вый
2. По составу харак- терного минерала а. Цветного	Эгирин-ав- гитовый, титанавги- товый	Эгирин-ав- гитовый, титанавги- товый	Авгито- вый, флого- питовый	Баркевикитовый, керсутитовый, титанавгитовый	Авгитовый, авгит-дио- псидовый	Титанавги- товый, авгит- товый, бар- кевикито- вый, керсу- титовый, гастингс- товый	Диопсид- салитовый, авгитовый, биотитовый	Эгирино- вый, арфведсон- товый	Эгирин- диопси- довый, эгирин- авгито- вый, ле- пидоме- лановый, флогопи- товый
б. Полевомo шпата	Ортоклазо- вый, саниди- новый, альбитовый	Ортоклазо- вый, микро- клиновый	Саниди- новый	Ортоклазовый	Санидино- вый	Ортоклазо- вый, микро- клиновый	Санидино- вый	Анортокла- зовый, олигоклаз- андезиновый	Саниди- новый, олиго- клаз-ан- дезино- вый
в. Аксессуарного	Титаномаг- нетитовый, меланито- вый	Титаномаг- нетитовый, перовскито- вый	Перов- скито- вый	Титаномагнетито- вый, апатитовый	Магнетито- вый	Сфеновый, титаномаг- нетитовый	Сфеновый, магнетито- вый	Титаномаг- нетитовый, сфеновый	Сфено- вый
3. По цветовому индек- су $M > 65$	Меланокра- товый	Меланокра- товый	Мелано- кратовый	Меланократовый (базанит)	Меланокра- товый	Меланокра- товый	Меланокра- товый	Меланокра- товый	Мелано- кратовый
$M < 35$	Лейкократо- вый (блерморит)	Лейкократо- вый	Лейко- кратовый	Лейкократовый (берешит)	Лейкократо- вый	Лейкократо- вый	Лейкократо- вый	Мезократо- вый	Мезокра- товый
4. По структуре и тек- стуре с учетом а. Вкрапленников	Порфировая	Порфировая	Порфи- ровая	Порфировая, массивная, мин- далекаменная	Порфировая				
б. Основной массы	Афировая	Мелкозер- нистая	Мелко- зерни- стая	Афировая	Мелкокристаллическая, пилотакси- товая, гналопилитовая, трахитовая			Тонкозернистая, трахитовая, стекло- ватая	
Характерные особенно- сти отдельных видов	Иногда при- сутствует бесцветный стекловатый базис, Вкраплен- ники аналь- цима иногда достигают 2 см	Вкраплен- ники пред- ставлены, нефелином, пироксеном, иногда поле- вым шпато- м, оливи- ном	В основ- ной мас- се часто присут- ствует обиль- ный апа- тит, пер- овскит	В основной массе преобладают лей- сты плагиоклаза и пироксена (реже оливина). В неко- торых лейкоте- фритах (берешит) резко преобладает нефелин во вкрап- ленниках, иногда в гломеропорфи- ровых срастаниях	Лейцит мо- жет быть как во вкраплен- никах, так и в основ- ной массе	Вкрапленники плагиок- лаза часто бывают зо- нальными (ядро-анде- зин, кайма-анортоклаз)	В амфиболо- вых разно- видностях встречают- ся обиль- ные вкрап- ленники ар- фведсонита и таблитча- тые выделе- ния щелоч- ного поле- вого шпата	Внешне часто имеет вид красно- бурой лавы	

тов. Анальцит — порода мезократовая, но встречаются лейко- и меланократовые разновидности.

Нефелинит полевошпатовый — в основном двуминеральная вулканическая порода, состоящая из нефелина и клинопироксена с небольшим количеством оливина и щелочного полевого шпата. Может присутствовать стекло. При появлении плагиоклаза нефелинит переходит в тефрит, увеличение содержания щелочного полевого шпата приводит к образованию нефелинового трахибазальта и фонолита. Иногда в нефелините содержится значительное количество мелилита (мелилитит). Нефелиниты широко распространены на Африканском континенте, особенно в пределах рифтовых зон. Оливиновые нефелиниты преобладают в океанических областях [Сёренсен, 1976].

Лейцитит полевошпатовый — существенно лейцитовая вулканическая порода. Наряду с клинопироксеном в заметных количествах могут присутствовать оливин, щелочной полевой шпат. При значительном содержании последнего и присутствии плагиоклаза лейцитит обретает черты лейцитового тефрита. Лейцитит — типичный представитель калиевой серии.

Семейство основных фонолитов, как и основных фойдитов, не является характерным для основных пород щелочного ряда. По существу это переходные образования к типичным фонолитам группы средних вулканических образований щелочных пород. Представители этого семейства чаще всего встречаются в ассоциации с резко недосыщенными ультраосновными и основными породами щелочного ряда — нефелинитами, лейцититами, тефритами. Характерная особенность, отличающая их от нормальных, более широко распространенных фонолитов средней группы, — недосыщенность кремнеземом (до 47—53%), что определяет их положение на классификационной диаграмме в группе основных пород щелочного ряда. Основной объем породы составляют светлые минералы — щелочной полевой шпат и фельдшпатоиды. Петрохимическая характеристика семейства приведена в табл. 8.

Семейство основных фонолитов представлено двумя видами: нефелиновым мелафонолитом и лейцитовым мелафонолитом.

Нефелиновый мелафонолит в качестве типоморфных минералов содержит два фельдшпатоида, из которых нередко преобладает содалит. Главный породообразующий минерал — щелочной полевой шпат — составляет две трети породы, клинопироксен всегда находится в резко подчиненном количестве. Среди нефелиновых мелафонолитов наблюдаются сильно недосыщенные кремнеземом разности с многочисленными вкрапленниками содалита в основной массе, состоящей из щелочного полевого шпата, нефелина и эгирин-авгита (остров Тринидад в Карибском море). Граничные значения SiO_2 в нефелиновых мелафонолитах иногда колеблются от 47 до 53% при довольно высоком содержании глинозема (до 24%) и щелочей, особенно натрия. Нефелиновый мелафонолит относится к калиево-натриевой и натриевой сериям и является обычно весьма высокоглиноземистым.

Лейцитовый мелафонолит — особый вид семейства фонолитов с единственным фельдшпатоидом — лейцитом, составляющим значительную часть от объема породы, как и щелочной полевой шпат. Клинопироксена в нем очень мало, а оливин встречается эпизодически. Лейцитовый мелафонолит умеренно недосыщен кремнеземом, но крайние значения содержания SiO_2 все же ниже, чем в лейцитовых фонолитах средних вулканических пород. В лейцитовом мелафонолите довольно высокое содержание калия, иногда в два раза и более выше, чем натрия. Это и определяет его принадлежность к калиевой серии. Лейцитовый

мелафонолит иногда содержит вкрапленники флогопита (орендит) или оливина (хумилит). Для этого вида характерно наличие мезократовых разновидностей с вкрапленниками авгита, оливина, санидина, флогопита. Основная масса представлена лейцитом, санидином, эгириин-авгитом, катафоритом и др.

Плутонические основные породы щелочного ряда представлены также тремя семействами (табл. 9): основных фойдолитов, щелочных габброидов и основных фельдшпатоидных сиенитов. Для данного класса среди основных пород щелочного ряда наиболее характерными и типичными являются щелочные габброиды — интрузивные аналоги щелочных базальтоидов. Основные фойдолиты составляют меньшую часть щелочного ряда основных пород и являются как бы переходными образованиями от «нормальных» фойдолитов, относящихся к ультраосновным породам щелочного ряда, к щелочным габброидам. Также необычно положение среди основных пород и фельдшпатоидных сиенитов, отличающихся от «нормальных» средних фельдшпатоидных сиенитов более низким содержанием кремнезема (до 53%).

В плутонических, как и в вулканических, основных породах щелочного ряда главными типоморфными минералами являются фельдшпатоиды. Основные фойдолиты состоят из фельдшпатоида, клинопироксена и щелочного полевого шпата; щелочные габброиды — с плагиоклазом, фельдшпатоидом, клинопироксеном; фельдшпатоидные сиениты — с щелочным полевым шпатом, фельдшпатоидом, клинопироксеном (амфиболом).

Главным критерием для выделения вида в пределах каждого семейства является присутствие определенного фельдшпатоида (нефелина, канкринита, анальцима, псевдолейцита, содалита).

Семейство щелочных габброидов объединяет природные образования, характеризующиеся довольно высоким содержанием глинозема и щелочей, а по количеству кремнезема соответствует габбро нормального ряда. В щелочных габброидах цветные минералы, так же как в габбро, являются существенной составной частью. В то же время светлая часть породы в значительной мере представлена щелочными алюмосиликатами: щелочными полевыми шпатами и (или) фельдшпатоидами. Необычное для габбро высокое содержание щелочей сочетается с составом цветных минералов, среди которых чаще всего присутствуют титанавгит, эгириин-авгит, авгит, керсутит, баркевикит, гастингсит. Щелочные габброиды, как и щелочные базальтоиды, довольно широко распространены на континентах, а также на вулканических океанических островах. Щелочные габброиды почти всегда находятся в тесной пространственной, а иногда и генетической связи с породами основного (реже ультраосновного) нормального и щелочного состава, образуют переходные типы к тем и другим. Необходимо подчеркнуть, что данное семейство объединяет исключительно неоднородные по составу образования, для одних из которых существенным светлым минералом, наряду с фельдшпатоидом, является плагиоклаз, для других — плагиоклаз и щелочной полевой шпат, для третьих — только щелочной полевой шпат. В семействе щелочных габброидов по характеру фельдшпатоидов выделяются следующие виды: с нефелином — тералит, эссексит, с анальцимом — тешенит, с псевдолейцитом — шонкинит.

Тералит — мезократовая порода, состоящая из основного плагиоклаза (лабрадор, битовнит, анортит), натриевых фельдшпатоидов (одного или нескольких), среди которых преобладает нефелин, клинопироксена (титанавгит, эгириин-авгит), иногда оливина. Количественно-

Классификация и характеристика основных плутонических пород щелочного ряда

Классификационные признаки ряда	Граничные содержания (вес. %) SiO ₂ Na ₂ O + K ₂ O	$44 \leq \text{SiO}_2 \leq 53 (\pm 2)$ $4 \leq \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \leq 23$				
	Типоморфные ± существенные минералы	F (Ne, Lc', Anc, Can, Sod), ±Pl (An ₄₀₋₉₀), ±Fsp, Cpx (ti—avg, aeg—avg, avg, di, ged), ±Am (Kc, Brc, gs, arf)				
Характерные второстепенные минералы	Ol, Bt (Phl, Lep), gr, Ap, Mt, Sph, rm					
Семейства горных пород	Основных фойдолитов			Щелочных габброидов		
Типоморфные ± существенные минералы семейств	F (Ne, Sod, Lc'), Cpx, Fsp			Pl (An ₄₀₋₉₀), ±Fsp, F (Ne, Anc, Lc'), Cpx, ±Ol		
Граничные содержания в семействе (вес. %) SiO ₂ Na ₂ O + K ₂ O	43—50 10—21			44—53 4—18		
Виды горных пород	Ийолит полевошпатовый	Уртит полевошпатовый	Тавит	Фергусит	Тералит	Тешенит
Типоморфные ± существенные минералы видов	Cpx, Ne, Fsp	Ne, Cpx, Fsp	Sod, Cpx, Fsp	Cpx, Lc', Fsp	Pl (An ₅₀₋₉₀), Ne, Cpx, ±Ol	Pl (An ₅₀₋₉₀), Anc, Cpx, ±Ol
Граничные содержания минерального модалого состава видов (об. %)	Cpx 30—50 Ne 30—50 Fsp 10—30	Ne 70—90 Cpx 5—20 Fsp 5—10 (до 25)	Sod 50—70 Cpx 5—20 Fsp 0—20	Cpx 30—50 Lc' 40—60 Fsp до 10	Pl 20—40 Ne 10—30 (до 60) Cpx 10—60 Ol 0—20	Pl 20—40 Anc 10—30 Cpx 20—50 Ol 0—10

6
Зак. 773

Граничные содержания химических компонентов видов (вес. %)	SiO ₂	43—52	43—50	44—49	43—50	43—49	43—49			
	TiO ₂	1—5	0,2—3	0—2	0,5—2	0,5—3	1—4			
	Al ₂ O ₃	12—24	20—30	16—23	11—19	13—30	13—20			
Fe ₂ O ₃	2—13	1—3	1—3	3—7	0,5—9	2—9	2—9			
FeO	1—9	1—2	1—2	2—4	2,5—9	4—8	4—8			
MnO	0,2—0,8	0,05—0,3	0,1—0,2	0,1—0,7	0,2—0,4	0,2—0,3	0,2—0,3			
MgO	1—6	0,05—4	0,3—1,3	2—7	0,5—6	2—10	2—10			
CaO	1—8	0,2—10	0,8—1,6	6—13	4—14	4—12	4—12			
Na ₂ O	5—12	10—15	15—17	1—5	5—14	3—9	3—9			
K ₂ O	2—7	3—6	1—2	6—9	1—4	1—3	1—3			
P ₂ O ₅	0,2—2,5	0,05—2,5	—	0,4—1,5	0,2—2	0,5—1,5	0,5—1,5			
Важнейшие петрохимические характеристики видов (вес. %)	Na ₂ O/K ₂ O (серия)	1—4 Калиево-натриевая	1—4 Калиево-натриевая	>4 Натриевая	>4 Натриевая	<1 Калиевая	1—4 Калиево-натриевая	>4 Натриевая	1—4 Калиево-натриевая	>4 Натриевая
	$al' = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}}$	1—2; 2—10	1—2	2—10; >10	1—2; 2—10	0,5—0,75; 0,75—1	0,75—1; 1—2; 2—10	<0,75; 1—2	<0,75; 1—2	0,75—1
	$K_a = \frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ (мол. кол.)	0,6—1,4	0,7—1,3	1,2—1,6	0,9—1,1	0,5—0,9	0,5—0,9	0,5—0,9	0,5—0,9	0,5—0,9
Разновидности видов 1. По характерному существенному или второстепенному минералу а. По цветному	Амфиболовый, биотитовый		Биотитовый, флогопитовый	Биотитовый, амфиболовый, оливиновый	Биотитовый, амфиболовый, оливиновый	Биотитовый, амфиболовый, оливиновый	Биотитовый, амфиболовый, оливиновый			
б. По светлоте	Содалитовый, канкринитовый, цеолитовый, анальцимовый, кальцитовый		Нефелиновый, цеолитовый, гагмацитовый	Плагноклазовый, нефелиновый	Содалитовый, гаюиновый, псевдолейцитовый, канкринитовый, анальцимовый, ортоклазовый	Нефелиновый, цеолитовый, ортоклазовый	Нефелиновый, цеолитовый, ортоклазовый			
в. По содержанию Fsp > 15%	Малиньит	Ювит								

2. По составу характерного минерала а. Цветного	Эгириновый, эгирин-авгитовый, титанавгитовый, эгирин-геденбергитовый, авгитовый, арфведсонитовый	Эгириновый, арфведсонитовый	Диоксид-авгитовый, диопсид-геденбергитовый, флогопитовый	Титанавгитовый, эгирин-авгитовый, керсутитовый, баркевикитовый	Авгитовый, титанавгитовый, керсутитовый, баркевикитовый
б. Полевого шпата	Микроклиновый, плагиоклазовый (лабрадорный, битовнитовый)	Микроклиновый	Ортоклазовый, санидиновый	Ортоклазовый	Ортоклазовый
в. Аксессуарного	Гранатовый, сфеновый, эвдиалитовый, лопаритовый	Сфеновый, мурманитовый, редкометалльный	Меланитовый	Титаномагнетитовый, апатитовый	Титаномагнетитовый, апатитовый
3. По цветному индексу $M > 65$			Меланократовый (меланофергусит)	Меланократовый	Меланократовый
$M < 35$			Лейкократовый	Лейкократовый	Лейкократовый
4. По структуре и текстуре	Средне-крупнозернистый, реже пегматоидный и порфирированный; панидиоморфнозернистый, гипидиоморфнозернистый, реже пойкилитовый	Массивный, пойкилитовый, (крупные призматические эгирин-включения содалит)	Пятнистый, порфирированный, оцелларовый, реже полосчатый	Крупно-, средне-, мелкозернистый, такситовый, полосчатый, гипидиоморфнозернистый	Панидиоморфнозернистый, офитовый, крупно-, средне-, мелкозернистый
Характерные особенности семейств и некоторых видов	Эгириновые уртиты и ийолиты некоторых массивов (Хибин, Ловозеро, Илиммауссак) относятся к высокощелочным агпайтовым породам. Уртит, содержащий до 25% щелочного полевого шпата, имеет свое название — ювит. Ийолит, содержащий щелочного полевого шпата до 30%, назван малинитом. Малиниты и ювиты встречаются чаще всего в ассоциации с фойдолитами	Крайне редкая порода (Кольский п-ов, Гренландия), характерна повышенная роль летучих (Cl, F, S), а также большое разнообразие редкометалльных минералов	Характерен внешний вид породы — светлые округлые «пятна» псевдолецита заключены в мелкозернистой темной массе, состоящей в основном из цветных минералов	Известны лейкократовые тералиты, в которых содержание нефелина составляет 60% и более при низком содержании цветных минералов (горячит)	Порода гипабиссальная, часто ассоциирует с базальтами и долеритами, имеет с ними постепенные переходы

Классификационные признаки ряда	Граничные содержания (вес. %) SiO_2 $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$	$44 \leq \text{SiO}_2 \leq 53$ (± 2) $4 \leq \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \leq 23$			
	Типоморфные \pm существенные минералы	F (Ne, Lc', Anc, Can, Sod), \pm Pl (An 40–90), Fsp, Cpx (ti–avg, aeg–avg, avg, di, ged), \pm Am (Kc, Brc, gs, arf)			
Характерные второстепенные минералы	Ol, Bt (Phl, Lep), gr, Ap, Mt, Sph, rm				
Семейства горных пород	Щелочных габброидов		Основных фельдшпатоидных сиенитов		
Типоморфные \pm существенные минералы семейств	Pl (An _{40–90}), \pm Fsp, F (Ne, An, Lc'), Cpx, \pm Ol		Fsp, F (Ne, Sod, Ks), Cpx, \pm Am		
Граничные содержания в семействе (вес. %) SiO_2 $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$	44–53 4–18		44–54 10–23		
Виды горных пород	Эссексит	Шонкинит	Сэрнеит	Науяит	Рисчоррит
Типоморфные \pm существенные минералы видов	Pl (An _{40–50}), Fsp, \pm Ol, Cpx, \pm Ne	Cpx, \pm Ol, Fsp, Lc', \pm Ne	Fsp, Ne, Cpx	Sod, Ne, Fsp, Cpx, \pm Am	Ne (Ks), Fsp, Cpx, \pm Am, \pm Lep
Граничные содержания минерального модалного состава видов (об. %)	Pl 30–40 Fsp 20–30 Cpx 20–50 Ne 0–20 Ol 0–6	Cpx 30–70 Ol 0–20 Fsp 10–40 Lc' 5–30 Ne 0–10	Fsp 40–50 Ne 15–25 Can 5–25 Cpx 5–15	Sod 30–50 Ne 5–20 Fsp 20–40 Cpx 5–10 Am 0–10	Fsp 40–70 Ne (Ks) 20–40 Cpx 5–20 Am 0–10 Lep 0–10

Граничные содержания химических компонентов видов (вес. %)	SiO ₂	46—53	47—51	44—52	44—50	49—52		
	TiO ₂	0,5—4	0,5—3	0,5—1,0	0,2—0,6	0,7—1,6		
Al ₂ O ₃	11—25	11—16	16—20	20—25	20—24			
Fe ₂ O ₃	0,5—6	3—8	1—50	3—5	2—5			
FeO	2,5—8	4—7	1,4—2	0,5—3	1—2,5			
MnO	0,02—0,3	0,1—0,4	0,03—0,2	0—0,4	0,1—0,5			
MgO	0,5—8	2—8	0,7—2,6	0—2	0,5—1,5			
CaO	3—12	5—12	4—9,5	0,5—4	0,8—2			
Na ₂ O	2—8	2—6	7,5—12	11—20	5—11			
K ₂ O	2—5	3—7	3—6	1—3	7—12			
P ₂ O ₅	0,3—1,5	0,2—2,5	0,3—0,6	0—0,3	0—0,4			
Важнейшие петрохимические характеристики видов (вес. %)	Na ₂ O/K ₂ O (серия)	1—4 Калиево-натриевая	1—4 Калиево-натриевая	<1 Калиевая	1—4 Калиево-натриевая	>4 Натриевая	1—4 Калиево-натриевая	<1 Калиевая
	Al' = $\frac{Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO + MgO}{+}$	<0,75; 1—2; 2—10	<0,75; 0,75—1	<0,75; 0,75—1; 1—2	0,75—1	2—10	2—10	
	K _a = $\frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$	0,4—0,7	0,3—0,7	1—1,2	1—1,4	0,9—1,1		
Разновидности видов								
1. По характерному существенному или второстепенному минералу								
а. По цветному	Биотитовый, амфиболовый, оливиновый,	Флогопитовый	Биотитовый, амфиболовый, флогопитовый	Амфиболовый	Амфиболовый, биотитовый			
б. По светлomu	Канкринитовый, анальцимовый, гаюиновый, содалитовый, псевдолейцитовый	Нефелиновый (малегинит), плагиоклазовый	Нефелин-канкринитовый	Анальцимовый	Натролитовый, канкринитовый			
2. По составу характерного минерала								
а. Цветного	Титанавгитовый, авгитовый, гастингситовый, баржевикитовый, геденбергитовый	Авгитовый, авгит-диопсидовый, биотитовый, флогопитовый	Эгирин-салиитовый	Арфведсонитовый, эгириновый	Эгириновый, арфведсонитовый, лепидомелановый			
б. Полевое шпата		Альбитовый, альбит-олигоклазовый			Микроклиновый, ортоклазовый, санидиновый			
в. Аксессуарного	Апатитовый, магнетитовый, ильменитовый	Сфеновый, магнетитовый, гранатовый	Шорломитовый, титаномангнетитовый	Эвдиалитовый, редкометальный	Рамзаитовый, лопаритовый, эвдиалитовый			
3. По цветовому индексу								
M > 65	Меланократовый	Меланократовый	Мезократовый					
M < 35	Лейкократовый	Лейкократовый	Лейкократовый					
4. По структуре и текстуре	Крупно-, средне-, мелкозернистый, часто такситовый, полосчатый, порфириформный, панидиоморфнозернистый	Средне-, мелкозернистый, порфириформный	Среднезернистый, редко пойкилитовый, гипидиоморфнозернистый	Крупнозернистый, пойкилитовый (кристаллы содалита включены в крупные выделения полевого шпата, эгирина, эвдиалита)	Гигантозернистый, массивный, реже трахитондальный, порфириформный, гнейсовидный			
Характерные особенности семейств и некоторых видов	Бесфельдшпатоидный эссексит относится к субщелочному ряду	Бесфельдшпатоидный шонкинит относится к субщелочному ряду	Наряду с магнетитом, апатитом, сфеном может присутствовать пирохлор, флюорит	Довольно редкая порода, наиболее характерна для массива Илимауссак (Южная Гренландия), встречается в Ловозере (Кольский п-ов)	В ризкорритах нефелин богат калием (с более высоким содержанием кальсильитовой составляющей, чем в идеальной формуле нефелина)			

минеральный состав широко варьирует, что сказывается и на граничных содержаниях главных окислов (см. табл. 9). Тералиты относятся к натриевой и калиево-натриевой сериям. Среди них известны многочисленные разновидности: оливинная (лускладит), амфиболовая (берондрит), биотитовая, содалитовая, гаюиновая (марегит), канкринитовая и др. Тералит может быть мелаократовым (бекинкинит) и лейкократовым (горячит, рувиллит)*. Следует подчеркнуть важную особенность этого вида — необычно высокое содержание глинозема в некоторых, особенно в лейкократовых, разновидностях (до 30%), развитых в Кузнецком Алатау (горячит) и на Витимском плоскогорье в Западном Забайкалье. В них содержание нефелина достигает 60% и более. Такие породы могут служить важным сырьем на глинозем. Тералит является интрузивным аналогом тефрита.

Тешенит — мезократовая порода, состоит из основного плагиоклаза (лабрадор, битовнит, анортит), клинопироксена (титанавгит, авгит), иногда оливина, фельдшпатоидов (одного или нескольких), из которых преобладает анальцит. Акцессорные минералы, как и в тералите, представлены титаномагнетитом и апатитом. В качестве характерных второстепенных минералов может присутствовать баркевикит или керсутит, редко щелочной полевои шпат. Соотношения главных породообразующих минералов и химический состав тешенитов резко колеблется (см. табл. 9). Тешениты относятся к натриевой и калиево-натриевой сериям, среди которых наблюдаются низко-, умеренно- и высокоглиноземистые представители. Наиболее часто встречаются следующие разновидности тешенита: нефелиновый, оливинный (кринанит), амфиболовый (богузит), ортоклазовый (баршовит), авгитовый (бухонит). Специальные названия имеют также лейкократовый тешенит (гленмуирит, бьерезит, лугарит, льямит) и меланократовый (юссит). Такое разнообразие специальных терминов неудобно для употребления и не рекомендуется. Тешенит — порода гипабиссальная, часто ассоциирует с диабазами, базальтами, долеритами. Некоторые исследователи считают тешенит гипабиссальным аналогом тералита. Довольно разнообразны структуры и текстуры тешенита. Они бывают мелко-, средне- и крупнозернистые до пегматоидных, иногда с постепенными переходами от одной к другой. Тешениты образуют интрузивные залежи, силлы и небольшие штоки.

Эссексит — мезократовая порода, состоит из плагиоклаза (андезин, реже лабрадор), щелочного полевои шпата, нефелина и (или) других фельдшпатоидов, клинопироксена, иногда оливина. Встречаются также эссекситы без фельдшпатоидов, но с щелочным пироксеном и (или) амфиболом, и тогда по своему составу они относятся к породам субщелочного ряда, являясь промежуточными между щелочными и нормальными габброидами. От тералита и тешенита эссексит отличается значительным содержанием в своем составе щелочного полевои шпата и более кислым плагиоклазом (андезин). Более высокое (до 53%) содержание кремнезема приближает его к средним породам. Эссекситы относятся только к калиево-натриевой серии. Для них также известны многочисленные разновидности: эссексит канкринитовый (ронгстокит), кальциевый (хортит), лейкократовый (таутирит, хусебьюит), меланократовый (ямаскит). Довольно часто встречается гаюиновый, содалитовый, канкринитовый эссексит. Эссексит — интрузивный аналог нефелинового трахибазальта.

* Термины в скобках к употреблению не рекомендуются.

Шонкинит — мезократовый щелочной габброид, в составе которого отсутствует плагиоклаз, а светлые минералы представлены в основном щелочным полевым шпатом, псевдолейцитом и (или) нефелином. Постоянно присутствуют клинопироксен и оливин. Известны шонкиннты без фельдшпатоидов, близкие по составу к меланократовому пироксеновому сиениту. Шонкинит — калиевый щелочной габброид, чаще всего ассоциирует с сиенитами, монзонитами, эссекнитами, щелочными пироксенитами, миссуритами, фергуситами. Псевдолейцитовый шонкинит относится к калиевой, нефелиновый — к калиево-натриевой серии. В отличие от других щелочных габброидов шонкиннты только низко- и умеренноглиноземистые. Многие из разновидностей шонкиннта имеют собственные названия: биотитовый (марозит), нефелиновый (малигнит), плагиоклазовый (лузитанит), сфеновый (пценаарит), лейкократовый (ковит), меланократовый (ордосит).

Семейство основных фойдолитов, как и их эффузивных аналогов — основных фойдитов, благодаря более высокому содержанию в них кремнезема, чем в «нормальных» ультраосновных фойдолитах и фойдитах, рассматривается в группе основных пород щелочного ряда. Породы состоят в основном из фельдшпатоида (нефелин или содалит или псевдолейцит) и клинопироксена, довольно часто присутствует в незначительных количествах оливин. От ультраосновных фойдолитов и фойдитов их отличает присутствие полевых шпатов, представленных калиевым, калиево-натриевым полевым шпатом или плагиоклазом. Породы этого семейства наиболее недосыщены кремнеземом в ряду основных щелочных пород. В семействе основных фойдолитов, в зависимости от наличия того или иного фельдшпатоида, выделяются следующие виды: с нефелином — ийолит полевошпатовый, уртит полевошпатовый, с содалитом — тавит, с псевдолейцитом — фергусит.

Ийолит полевошпатовый — мезократовая порода, состоящая примерно из равных частей нефелина и пироксена, а также небольшого количества полевого шпата. Граничные содержания кремнезема (43—47%) определяют положение ийолита в пределах области перекрытия между основными и ультраосновными щелочными породами. Для него характерно высокое содержание глинозема и щелочей, особенно натрия. Среди ийолитов полевошпатовых наблюдаются как миаскитовые, так и агпайтовые представители щелочных пород (Ка 0,6—1,4).

Уртит полевошпатовый — лейкократовая, существенно нефелиновая порода с очень небольшим содержанием щелочного полевого шпата или плагиоклаза и незначительным количеством пироксена. Для него характерно исключительно высокое содержание глинозема, позволяющее считать его рудой на алюминий. При общем высоком содержании щелочей натрий резко преобладает над калием, однако большая часть полевошпатовых уртитов принадлежит к калиево-натриевой серии. Как и ийолиты, уртиты могут быть миаскитовыми (Ка до 0,7) и агпайтовыми (Ка до 1,3). Помимо нефелина в урритах присутствуют другие фельдшпатоиды: гаюин, содалит, нозеан, анальцим, канкринит.

Рассмотренные выше основные фойдолиты встречаются в различных ассоциациях щелочных пород, приуроченных к определенным структурам земной коры [Кононова, 1976]. Полевошпатовые уртиты и ийолиты (чаще миаскитового типа) характерны для ассоциации основных и щелочных пород, где они тесно связаны со щелочными габброидами. Эгириновые уртиты и ийолиты встречаются в ассоциации с агпайтовыми нефелиновыми породами (Хибины, Ловозеро).

Тавит — анхимономинеральная плутоническая порода, крайне редкая, состоит в основном из содалита, с незначительной примесью пи-

роксена, щелочного полевого шпата. Тавит резко недосыщен кремнеземом, со значительным количеством глинозема и исключительно высоким содержанием натрия. Характерной особенностью тавита, отличающей его от других фойдолитов, является повышенная роль летучих — хлора, серы, фтора. Тавит — существование натриевая порода с преобладанием высоко- и весьма высокоглиноземистых разновидностей. В тавите значительно больше щелочей, чем глинозема, он является типичным представителем агпаитовых щелочных пород. Для тавита характерна оригинальная структура — пойкилитовая с крупными призмами эгирина, включающего содалит. Тавит встречается на Кольском полуострове (Ловозеро) и в Южной Гренландии (Илимауссак).

Для натриевых фойдолитов (полевошпатовые уртит и ийолит, тавит), особенно для их агпаитовых разновидностей, характерно наличие редкометаллической минерализации. С ними связано также апатитовое оруденение.

Фергусит — калиевая плутоническая порода, состоит в основном из псевдолейцита и примерно такого же количества пироксена, иногда присутствует в виде самостоятельных выделений щелочной полевошпат (санидин). Значительные колебания минерального состава сказываются на вариациях главных окислов. Бесплевошпатовый фергусит, в котором цветной компонент преобладает, является более недосыщенным кремнеземом и приближается по составу к ультраосновным фойдолитам. Лейкократовые полевошпатовые фергуситы с содержанием кремнезема до 50% располагаются примерно в том же поле, что и щелочные габброиды. Наиболее характерной особенностью данного вида является сравнительно низкое содержание глинозема и крайне высокое содержание калия. Это типичный представитель калиевой серии.

Фергусит — порода мезократовая, но встречаются лейко- и меланократовые его разновидности. Весьма своеобразен внешний вид этой породы — светлые округлые пятна псевдолейцита заключены в мелкозернистой темной массе, состоящей в основном из пироксена, биотита и граната. Фергусит встречается в ассоциации с другими породами, богатыми калием, — миссуритами, шонкинитами, псевдолейцитовыми сиенитами в калиевых щелочных провинциях (Таласский Алатау, Памир, Казахстан и др.).

Семейство фельдшпатоидных сиенитов, как и основных фойдолитов, также необычно для основных пород щелочного ряда. Оно объединяет своеобразные породы, характеризующиеся недосыщенностью кремнезема, что отличает их от типичных представителей данного семейства, относящихся к средним щелочным породам. Семейство фельдшпатоидных сиенитов в пределах основных щелочных пород включает следующие виды: сэрнеит, науяит, рисчоррит.

Сэрнеит — двуфельдшпатоидный нефелин-канкринитовый сиенит, содержащий 40—50% щелочного полевого шпата и до 15% клинопироксена. Для сэрнеита характерны значительные колебания кремнезема (44—52%). Он относится к калиево-натриевой серии.

Науяит — крупнозернистая лейкократовая порода светло-серой окраски, встречается в ассоциации с агпаитовыми щелочными породами — тавитами, фойяитами, луявритами и др. Порода наиболее характерна для Илимауссакского массива [Герасимовский, 1969], встречается также в Ловозере. Типоморфными минералами для науяита являются щелочной полевошпат (микроклин-пертит), содалит, нефелин, эгирина, довольно часто присутствуют арфведсонит и эвдиалит. Науяит — существенно содалитовая порода с весьма высоким содержанием щелочей, особенно натрия. Как и в других существенно

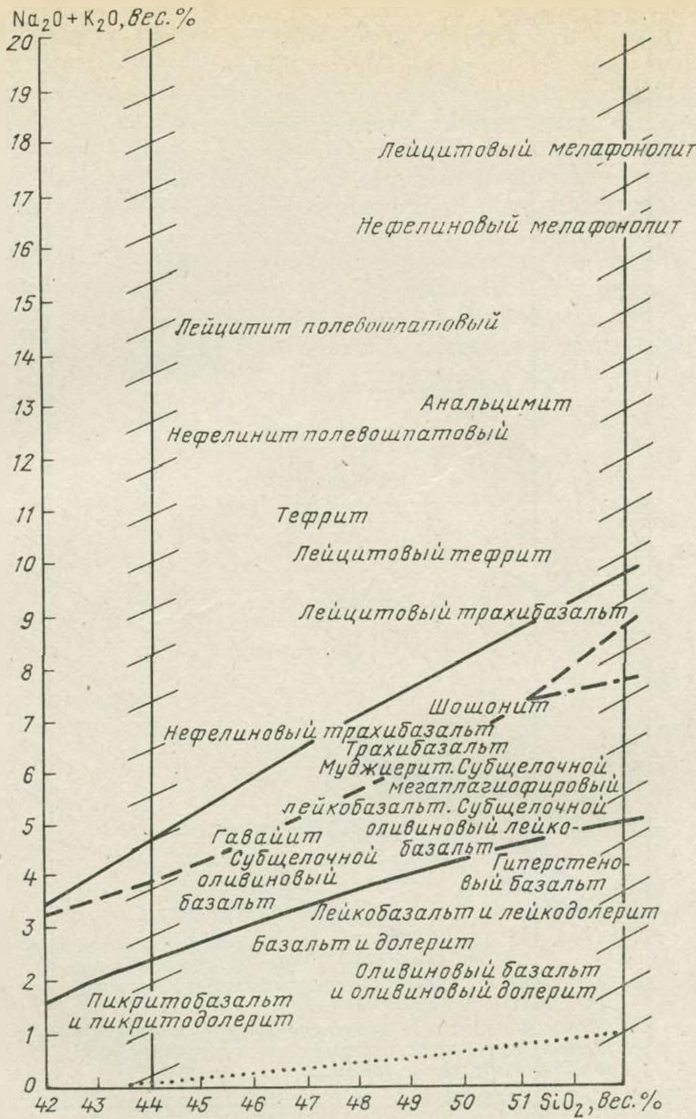


Рис. 7. Систематика главных видов основных вулканических горных пород в координатах SiO_2 — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$.

Условные обозначения см. рис. 1

содалитовых породах, в науяите повышена роль летучих, особенно хлора. Довольно распространена амфиболовая разновидность науяита с содержанием арфведсонита более 30% при почти полном отсутствии эгирина. Характерной особенностью науяита является наличие пойкилитовой структуры с крупными кристаллами содалита, включенными в такие же крупные выделения полевого шпата, эгирина и эвдиалита.

Рисчоррит — пойкилитовый нефелин-кальсилитовый сиенит с кристаллами нефелина, включенными в щелочной полевой шпат (микроклин-пертит). Характерной особенностью данного вида является более высокое содержание в нефелине кальсилитовой составляющей, чем в идеальной формуле нефелина. Нефелин и щелочной полевой шпат

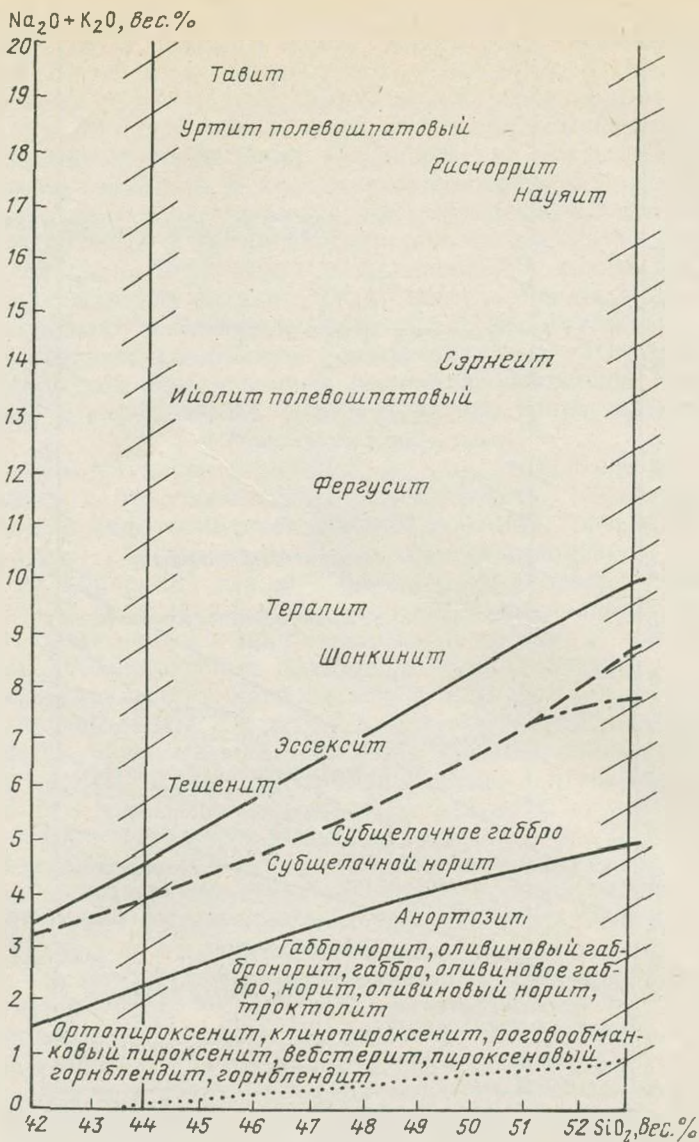


Рис. 8. Систематика главных видов основных плутоических горных пород в координатах SiO₂—(Na₂O+K₂O).
Условные обозначения см. рис. 1

преобладают и являются типоморфными минералами. Эгирин в рисчорритах часто сменяется арфведсонитом или лепидомеланом, иногда могут присутствовать все три цветных минерала. Особенности химического состава рисчорритов среди других фельдшпатоидных сиенитов определяется повышенным содержанием калия.

В заключение еще раз подчеркнем, что каждый из вышеназванных видов базитов (базальтов, базальтоидов, габброидов) имеет свои специфические не только минералогические, но и металлогенические и геолого-структурные особенности. Так, например, в пределах океанических островов, срединно-океанических хребтов и ложа океанов калие-

во-натриевые серии базитов нормальной щелочности крайне редки, в их пределах развиты преимущественно натриевые серии, низко-, умеренно- и высокоглиноземистых базальтов и габброидов. Наряду с этим, калиево-натриевые серии широко развиты на континентах, в частности, на древних платформах (Сибирской, Северо-Американской, Африканской и др.). Выяснилось также, что калиево-натриевые серии анортозитов развиты локально (Украинский щит), а натриевые серии — более широко.

Характерной особенностью распространения натриевых и калиево-натриевых габброидов является приуроченность их к областям завершенной складчатости, в меньшей степени к платформам.

На рис. 7, 8 приведена систематика главных видов основных вулканических и плутонических пород в координатах SiO_2 — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$.

КЛАССИФИКАЦИЯ СРЕДНИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Средние магматические породы являются сложными для систематики, поскольку особенности их становления приводят к широкому многообразию количественно-минеральных составов при близких значениях главных петрохимических классификационных параметров (SiO_2 , суммы щелочей и др.).

Учитывая, что большинство семейств и видов горных пород в петрографии было первоначально выделено по минеральному составу и количественно-минеральная классификация уже утверждена XXIV Международным геологическим конгрессом, увязка петрохимической классификации с уже принятой количественно-минералогической классификацией представляла большие трудности, особенно при проведении границ семейств и видов. В связи с этим при разработке настоящей классификации широко использовались общие петрохимические признаки — содержания окислов и их соотношения, а затем минералогические признаки. Многоступенчатость классификации позволила упорядочить выделение среди средних горных пород семейств, видов и разновидностей пород.

Группа средних горных пород объединяет породы с содержанием SiO_2 53—64%. В пределах этой группы по содержанию $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ и наличию типоморфных минералов выделяется три петрохимических ряда: а) нормальный ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 5,0 - 7,5\%$), б) субщелочной ($9,5 - 14,0 < \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 5,0 - 7,5\%$) и в) щелочной (7,5—11,5 до 23%) (рис. 9). В интервале от 7,8—10,5 до 9,0—14,0 горные породы щелочного и субщелочного рядов полностью перекрываются. В этот интервал попадают трахиты, сиениты, щелочные трахиты и щелочные сиениты. Главным критерием для выделения двух последних является наличие щелочных темноцветных минералов (эгирина, эгирина-авгита, кроссита, рибекита, арфведсонита и др.), а не высокое содержание $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$.

В нормальном и субщелочном рядах ниже этой границы по содержанию SiO_2 выделено две подгруппы: 1) с $\text{SiO}_2 = 53 - 57$ и 2) с $\text{SiO}_2 = 57 - 64\%$. Разделение этих подгрупп произведено по появлению кварца ($> 5\%$) в плутонических горных породах нормального и частично субщелочного ряда и увеличению роли щелочно-полевошпатовой составляющей, а соответственно и роли кремнезема в горных породах второй подгруппы в субщелочном ряду.

Так как поля составов субщелочных и щелочных (бесфельдшпатовидных) пород на диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ частично перекрываются, для их диагностики следует привлекать совокупность минералогических и петрохимических признаков (присутствие щелочных пироксенов и амфиболов, а в стекловатых разновидностях без видимых щелочных пироксенов и амфиболов — коэффициент агпайтности ($K_a = \frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$) > 1 или наличие нормативных фельдшпатоидов.

В щелочном ряду средних горных пород наряду с бесфельдшпатовидными наблюдаются фельдшпатоидные горные породы. Основной

особенностью последних является присутствие в их составе, помимо щелочных пироксенов и амфиболов, фельдшпатоидов.

Главными семействами средних горных пород, как показал анализ петрохимических материалов, являются андезитобазальты, андезиты, трахиандезиты — кварцевые латиты, диориты, кварцевые диориты, сиениты; менее распространены семейства трахиандезитобазальтов — латитов, трахитов, фельдшпатоидных сиенитов, фонолитов, щелочных трахитов и щелочных сиенитов.

Среди вулканических пород нормального петрохимического ряда выделяется два семейства (см. рис. 1); 1) андезитобазальтов ($\text{SiO}_2 = 53-57\%$), 2) андезитов ($\text{SiO}_2 = 57-64\%$). Плутонические породы нормального петрохимического ряда подразделены также на два семейства: 1) диоритов (с содержанием кварца до 5%; $\text{SiO}_2 = 53-57\%$) и 2) кварцевых диоритов (с содержанием кварца от 5 до 20%; $\text{SiO}_2 = 57-60\%$). Как в андезитобазальтах, так и в андезитах видимый кварц встречается редко и преимущественно в раскристаллизованных разновидностях, но стекловатая основная масса обычно обогащена кремнеземом.

Заметим, что за рубежом разделение средних вулканических пород на андезиты и андезитобазальты не производится, в связи с чем те и другие описываются как андезиты, в то время как в советской геологической литературе андезиты и андезитобазальты среди средних вулканических пород описываются отдельно и традиционно подразделяются на два семейства. Андезитобазальты имеют широкое распространение не только среди древних, но и новейших вулканических образований [Заварицкий, 1956]. В ряде петрографических руководств и учебниках вулканическим аналогом диорита считался андезит, а не андезитобазальт. Это несоответствие подметил Д. С. Штейнберг [1976], и оно подтверждено при обобщении большого петрохимического материала из многих районов Советского Союза и мира.

Для семейств средних горных пород нормального петрохимического ряда главным породообразующим минералом является плагиоклаз, почти всегда имеющий зональное строение (наблюдается как прямая, так и обратная зональность); для него характерны широкие вариации состава от битовнита и лабрадора в центральных частях зерен до олигоклаза в краевых зонах и в более поздних генерациях зерен, при этом для вулканических пород среднего состава типичны более широкие колебания составов плагиоклаза, чем для плутонических. Темноцветные минералы в вулканических средних породах представлены разнообразными пироксенами (пижонитом, авгитом, гиперстеном, бронзитом); для плутонических характерны только авгит и гиперстен. Кроме того, для вулканических пород типична красновато-бурая базальтическая роговая обманка, для плутонических — обыкновенная роговая обманка, где она является самым распространенным цветным минералом.

Названия видов, выделяемых среди средних горных пород нормального ряда, соответствуют названиям их семейств. Учитывая, что по петрохимическим характеристикам слюдяные, роговообманковые и слюдяно-роговообманковые диориты и кварцевые диориты не различаются, они не рассматриваются как самостоятельные виды, несмотря на то, что содержание каждого из этих минералов в мезократовых и меланократовых разновидностях составляет часто более 10%.

Это обусловлено близостью химических особенностей минералов и широкими гетероморфными замещениями в них одного элемента другим. Виды принадлежат как натриевой ($\frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{K}_2\text{O}} > 4$), так и калиево-

натриевой сериам ($\frac{Na_2O}{K_2O} = 0,4-4$), а по коэффициенту глиноземистости в них различаются умеренноглиноземистые ($al' = \frac{Al_2O_3}{Fe_2O_3 + FeO + MgO} = 0,75-1$), высокоглиноземистые ($al' = 1-2$) и весьма высокоглиноземистые ($al' = 2-10$) (табл. 10, 11). Если для видов андезитобазальтов и андезитов характерно присутствие клинопироксенов (авгит, пжонит), ортопироксенов (гиперстен, бронзит, реже энстатит), то для диоритов и кварцевых диоритов — роговая обманка биотит или оба минерала одновременно. Главное различие plutонических видов нормального ряда состоит в проявлении кварца в кварцевых диоритах от 5 до 20%. Его содержание обуславливает повышение кремнеземистости в горных породах.

Для всех видов plutонических и вулканических пород нормального ряда характерно отсутствие калиево-натриевого полевого шпата.

Среди вулканических пород субщелочного ряда выделены семейства трахиандезитобазальтов — латитов, трахиандезитов — кварцевых латитов, трахитов, а среди plutонических пород соответственно: субщелочных диоритов — монцонитов, субщелочных кварцевых диоритов — кварцевых монцонитов и сиенитов (см. рис. 1). Для семейств средних пород субщелочного ряда характерно наличие, наряду с плагиоклазом, калиево-натриевого полевого шпата. Для большинства семейств этого ряда характерна повышенная титанистость темноцветных минералов.

Основные минералогические и петрохимические отличия семейств средних пород субщелочного ряда от нормального проявляются, наряду с появлением калиевого полевого шпата, в увеличении значений коэффициента агпаитности, особенно в сиенитах и трахитах, а также появлении титансодержащих темноцветных минералов.

Виды средних вулканических пород субщелочного ряда представлены (табл. 12): в семействе трахиандезитобазальтов — латитов: 1) трахиандезитобазальтом (натриевым высоко- и весьма высокоглиноземистым; калиево-натриевым умеренно-, и высоко- и весьма высокоглиноземистым); 2) латитом (калиево-натриевым высоко- и весьма высокоглиноземистым). В семействе трахиандезитов — кварцевых латитов: 1) трахиандезитом (натриевым высокоглиноземистым и калиево-натриевым высоко- и весьма высокоглиноземистым); 2) кварцевым латитом (калиево-натриевым высоко- и весьма высокоглиноземистым). В семействе трахитов — трахитом (калиево-натриевым умеренно-, высоко- и весьма высокоглиноземистым и калиевым весьма высокоглиноземистым). В самостоятельные виды тристанит и бенморейт [Tuilley and Muiz, 1964] не выделяются, так как описанные породы не содержат определенных петрохимических и минералогических признаков, которые позволяли бы относить их к самостоятельным видам.

Как видно из табл. 12, главное отличие трахиандезитобазальтов и трахиандезитов от латитов, кварцевых латитов и трахитов состоит в появлении в латитах, кварцевых латитах и трахитах вкрапленников калиево-натриевого полевого шпата и наличии его в основной массе или в продуктах ее девитрификации.

Виды средних plutонических пород субщелочного ряда представлены (табл. 13) в семействе субщелочных диоритов — монцонитов: 1) субщелочным диоритом (натриевым весьма высокоглиноземистым и калиево-натриевым умеренно-, высоко- и весьма высокоглиноземистым); 2) монцодиоритом (калиево-натриевым умеренно-, высоко- и весьма высокоглиноземистым); 3) монцонитом (калиево-натриевым вы-

Классификация и характеристика средних вулканических пород нормального ряда

Классификационные признаки ряда	Граничные содержания (вес. %) SiO_2 $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$	53—64 ($\pm 2\%$) <5—7,5%											
	Типоморфные \pm существенные минералы	Pl (An 38—63, редко более, в зональных кристаллах), Орх (гиперстен, энстатит, бронзит), Срх (пижонит, авгит), Нbl (базальтическая роговая обманка)											
Семейства горных пород	Андезитобазальтов						Андезитов						
Типоморфные \pm существенные минералы семейств	Pl, Орх, Срх						Pl, Орх, Срх, Нbl						
Граничные содержания в семействе (вес. %) SiO_2 $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$	53—57 <5,0—5,7						57—64 <5,7—7,5						
Виды горных пород	Андезитобазальт						Андезит						
Типоморфные минералы видов	Pl, Орх, Срх						Pl, Орх, Срх, Нbl						
Граничные содержания минерального модального состава видов (об. %)	Вкрапленники от 5 до 65: Pl (An ₄₀₋₆₅) до 70—75, Срх, Орх, редко Ol, Нbl Основная масса от 35 до 95: Pl (An ₄₀ и более), Срх, Ol, Mt, стекло, редко Q						Вкрапленники от 15 до 50: Pl (An ₄₀₋₅₀ , обычно зонален), Орх, Срх, Нbl, Mt редко Ol, Bt Основная масса от 50 до 85: Pl (An до 50), Срх, стекло, редко Q						
Граничные значения химических компонентов видов (вес. %)	SiO_2	53—57,0						57—64					
	TiO_2	0,3—2,2						0,2—2,0					
	Al_2O_3	12,2—21,9						14,3—20,5					
	Fe_2O_3	1,3—9,0						0,5—7,7					
	FeO	1,5—9,5						0,6—8,1					
	MnO	сл. — 0,23						сл. — 0,6					
	MgO	1,5—6,6						0,3—5,4					
	CaO	3,2—11,0						2,2—9,2					
	Na_2O	2,2—6,5						1,6—8,3					
	K_2O	0,1—4,2						0,3—5,0					
Важнейшие петрохимические характеристики видов (вес. %)	$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (серия)	4—23 Натриевая			1—4 Калиево-натриевая			4—20 Натриевая			1—4 Калиево-натриевая		
	$al' = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}}$ (коэффициент глиноземистости)	0,75—1;	1—2;	2—3,5	<0,75;	0,75—1;	1—3,5	1—2;	2—3,5	0,75—1;	1—2;	2—3,5	
		У	В	ВВ	Н	У	В, ВВ	В	ВВ	У	В	ВВ	
	$t' = \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{TiO}_2$	16—20	10—16	<10	17—21	16—19	<10—16	10—12	<10	16—19	8—10	<8	
	$K_a = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \text{Al}_2\text{O}_3$ (мол. кол.)	0,19—0,40						0,17—0,40 до 0,46					
Разновидности видов 1. По характерному существенно или второстепенному минералу	Двупироксеновый (отроклинопироксеновый), ортопироксеновый (гиперстеновый, бронзитовый, редко энстатитовый), клинопироксеновый (авгитовый, пижонитовый), роговообманковый, авгит-оливиновый						Авгит-роговообманковый, слюдяной (биотитовый), биотит-гиперстеновый, гиперстен-амфиболовый, оливиновый (редко), оливин-авгитовый, оливин-авгит-бронзитовый, роговообманково-бронзитовый, роговообманково-биотитовый						
2. По фемичности или цветовому индексу (M)	Лейкоандезитобазальт $M < 20\%$ ($al' = 2-3,5$)						Лейкоандезит $M < 20\%$ ($al' = 2-3,5$)						
3. По структуре	Афировый												
а. При отсутствии вкрапленников	Гиалоандезитобазальт ($al' = 2-3,5$)						Гиалоандезит ($al' = 2-3,5$)						
б. При наличии вкрапленников	Порфировый, серийнопорфировый												
в. По другим признакам	Массивный, пузыристый, флюидальный (редок)												
г. По структуре основной массы	Микролитовый, гиалопилитовый, гиалиновый, пилотакситовый						Вариолитовый, андезитовая пемза						
Характерные особенности некоторых видов горных пород	Наличие наряду с микролитовой, гиалопилитовой и гиалиновой структурами также пилотакситовой структуры						Пилотакситовая структура не характерна						

Классификация и характеристика средних плутонических пород нормального ряда

Классификационные признаки ряда	Граничные содержания (вес. %) SiO ₂ Na ₂ O+K ₂ O	53—64 (±2%) <5—7,5%											
	Типоморфные±существенные минералы	Pl (An ₂₀₋₅₀); Hbl (обыкновенная роговая обманка), Bt, ±Orx (гиперстен), ±Срх (авгит)											
Семейства горных пород		Диоритов						Кварцевых диоритов					
Типоморфные±существенные минералы семейств		Pl, ±Срх, Hbl, Bt						Pl, Q, ±Срх, Hbl, Bt					
Граничные содержания в семействе (вес. %) SiO ₂ Na ₂ O+K ₂ O		53—57 (±2) <5,0—5,7						57—64 (±2) <5,7—7,5					
Виды горных пород		Диорит						Кварцевый диорит					
Типоморфные±существенные минералы видов		Pl, ±Срх, Hbl, Bt						Pl, Q, ±Срх, Hbl, Bt					
Граничные содержания минерального модалного состава видов (об.)		Pl (An ₂₅₋₅₀ , редко более, обычно зонален) 55—95 Hbl 0—40 Bt 0—40 aug редко до 5—20 Q, редко до 5						Pl (An ₂₀₋₅₀) 55—95 Bt 0—35 Hbl 0—35, редко более Orx, Срх (редко) Q 5—20					
содержания компонентов (вес. %)	SiO ₂	52,0—57,0						57,0—65,0					
	TiO ₂	0,3—2,4						0,09—1,4					
	Al ₂ O ₃	14,3—21,4						12,1—19,9					
	Fe ₂ O ₃	1,2—7,1						0,4—5,1					
	FeO	3,0—6,7						0,7—9,1					
Граничные химических видов	MnO	0,0—0,3						0,0—0,2					
	MgO	0,79—7,9						0,6—6,7					
	CaO	4,8—8,7						1,0—8,9					
	Na ₂ O	1,9—6,5						2,0—6,7					
	K ₂ O	0,3—4,7						0,2—4,2					
Важнейшие петрохимические характеристики видов (вес. %)	Na ₂ O/K ₂ O (серия)	4—31 Натриевая			0,5—4 Калиево-натриевая			4—15 Натриевая			0,7—4 Калиево-натриевая		
	$al' = \frac{Al_2O_3}{FeO+Fe_2O_3+MgO}$ (коэффициент глиноземистости)	0,75—1	1—2	2—3	0,75—1	1—2	2—3	0,75—1	1—2	2—3	0,75—1	1—2	2—3,5
	$f' = FeO + Fe_2O_3 + MgO + TiO_2$	17—19	11—17	9—11	15—18	10—15	9—10	13—18	9—13	6—10	13—19	9—13	6—10
	$K_a = \frac{Na_2O+K_2O}{Al_2O_3}$ (мол. кол.)	0,14—0,33						0,20—0,41					
Разновидности видов 1. По составу темноцветных минералов	Двупироксеновый (гиперстен-авгитовый), ортопироксеновый (гиперстеновый, реже бронзитовый, энстатитовый), клинопироксеновый (авгитовый), роговообманково-биотитовый, роговообманковый, биотит-роговообманковый, слюдяной, (биотитовый)						Авгит-биотитовый, авгит-роговообманковый						
2. По характерному полевому шпату или другим минералам	Олигоклазовый, магнетитовый, турмалиновый, гранатовый												
3. По цветовому индексу (M)	Лейкодиорит M до 25% (al'=1—3)						Кварцевый лейкодиорит M до 25% (al'=0,75—2,35)						
4. По текстуре	Шаровой, порфиридовидный, массивный												
5. По зернистости	Крупнозернистый, среднезернистый, мелкозернистый, тонкозернистый, равномерно-зернистый, неравномернозернистый												
Характерные особенности видов горных пород	Породы не содержат калиево-натриевого полевого шпата Содержание кварца до 5% от суммы фельзитических минералов												
	Содержание кварца 5—20% от суммы фельзитических минералов												

Классификационные признаки ряда	Граничные содержания (вес. %)		53—64 ($\pm 2\%$) От 5,0—7,5 до 8,5—14,0						
	SiO ₂	Na ₂ O+K ₂ O							
Типоморфные ± существенные минералы	Pl (An ₂₃₋₅₀), Fsp, Орх (гиперстен), Срх (авгит, титанавгит), Hbl (титанистая роговая обманка), ±Bt								
Семейства горных пород	Трахиандезитобазальтов—латитов		Трахиандезитов—кварцевых латитов		Трахитов				
Типоморфные и существенные минералы семейств	Pl, ti—avg, ti—Hbl, стекло		Pl, Fsp, ti—avg, ti—Hbl, стекло, Bt		Pl, Fsp, Срх, Hbl, Bt, Lep, стекло				
Граничные содержания в семействе (вес. %)	53—57 (± 2) от 5—5,7 до 7,6—8,2		57—64 (± 2) от 5,7—7,5 до 8,2—10,5		56—64 (± 2) от 7,8—10,5 до 9—14				
SiO ₂									
Na ₂ O+K ₂ O									
Виды горных пород	Трахиандезитобазальт	Латит	Трахиандезит	Кварцевый латит	Трахит				
Типоморфные и существенные минералы видов	Pl, ti—avg, ti—Hbl, стекло	Pl, Fsp, Срх, Bt, стекло	Pl, ti—avg, ti—Hbl, стекло	Pl, Q, Fsp, Срх, Bt, стекло	Pl, Fsp, Срх, Hbl, Lep, Bt, стекло				
Граничные содержания минерального модального состава видов (об.)	Вкрапленники 10—40: Pl (An ₄₀₋₆₀), Срх (ti—avg, avg), Орх (Нур), реже ti—Hbl, Ol Основная масса 60—90: Pl (An ₄₀₋₅₀), ti—avg, Lt, стекло или продукты его девитрификации	Вкрапленники: Pl (An ₄₀₋₆₀), Срх, Fsp, реже Hbl, Bt, Ol Основная масса: Pl, Срх, Bt, стекло	Вкрапленники 5—40: Pl (An ₃₀₋₄₀ до 50), Срх (ti—avg, avg), Орх (Нур), Am, Bt, Ol (Fa ₅₇₋₆₇) редок (не более 1%) Основная масса: Pl (An ₃₂₋₄₈), Орх (Нур), Срх (avg), Mt, стекло или продукты его девитрификации	Вкрапленники: Pl (андезин до лабрадора), Fsp (ортоклаз, санидин), Орх (Нур), Срх (avg), Bt, Q, Ol (редко) Основная масса: Pl, Fsp, Q, стекло	Вкрапленники 5—60: Pl (An ₂₅₋₃₅), Fsp (анортоклаз, санидин), Срх (avg, ti—avg), Орх (Нур), Hbl, Lep, Bt, редко Ol (Fa ₈₅₋₉₅) Основная масса: 40—95%: Fsp, Hbl, Bt, стекло или продукты его девитрификации				
Граничные содержания химических компонентов видов (вес. %)	SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ Fe ₂ O ₃ FeO MnO MgO CaO Na ₂ O K ₂ O	53,0—57,0 0,1—1,7 15,2—20,0 1,8—10,0 1,5—6,8 0,06—0,2 1,4—5,5 2,9—7,6 1,6—7,1 0,4—3,6	53,0—58,0 0,9—1,3 15,3—18,4 2,7—3,6 2,1—3,7 0,1—0,3 1,0—5,4 3,0—7,0 3,7—5,1 2,8—5,2	57,0—65,0 0,1—1,7 15,3—25,4 0,9—6,5 1,0—5,5 сл.—0,2 0,6—4,7 2,6—6,2 1,9—8,0 0,5—4,4	57,0—65,0 0,6—1,2 12,0—18,0 2,4—8,2 1,8—7,4 0,07—0,3 0,9—2,7 1,7—4,4 2,7—4,7 3,7—5,0	56,1—65,7 0,2—1,7 12,0—24,0 1,1—8,1 0,3—7,0 сл.—0,4 0,1—1,5 0,8—3,4 2,2—8,5 2,4—10,2			
Важнейшие петрохимические характеристики видов (вес. %)	Na ₂ /K ₂ O (серия)	4—13 Натриевая	0,4—4 Калиево-натриевая	0,4—4 Калиево-натриевая	4—18 Натриевая	0,4—4 Калиево-натриевая	0,4—3 Калиево-натриевая	0,4—4 Калиево-натриевая	0,1—0,4 Калиевая
$al' = \frac{Al_2O_3}{Fe_2O_3 + FeO + MgO}$	1—2; 2—3,5	0,75—1; 1—2; 2—3,5	0,75—1; 1—2; 2—3,5	1—2; 2—3,5	0,75—1; 1—2; 2—3,5	0,75—1; 1—2; 2—3,5	0,75—1; 1—2; 2—3,5	0,75—1; 1—2; 2—4,5	2—4
$f' = Fe_2O_3 + FeO + MgO + TiO_2$	10—14; 6—10	15—17; 9—14; 6—10	15—17; 9—14; <9	9—14; 2,5—9	15—17; 9—15; 6—9,5	15—17; 9—15; <9	15—17; 7—11; 2,8—8	15—17; 7—11; 2,8—8	5—8
$K_a = \frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$ (мол. кол.)	0,17—0,54	0,40—0,70	0,40—0,70	0,18—0,70	0,40—0,70	0,40—0,70	0,5—0,85	0,85—0,9	

Разновидности видов 1. По составу темноцветных минералов	Двупироксеновый (орто-клинопироксеновый, роговообманково-титанавгитовый, авгит-оливиновый, оливиновый (редко))		Ортопироксеновый (гиперстеновый), клинопироксеновый (авгитовый, титанавгитовый), слюдяной (биотитовый), авгит-биотитовый		Авгит-роговообманковый, биотит-авгитовый, оливиновый	Лепидомелановый
2. По характерному полевому шпату					Сангидиновый, анортклазовый, олигоклазовый	
3. По цветовому индексу (M)	Лейкотрахиандезитобазальт M < 20%. Меланотрахиандезитобазальт M > 40%	Лейколатит M < 20%. Меланолатит M > 40%	Лейкотрахиандезит M < 20%. Меланотрахиандезит M > 40%	Кварцевый лейколатит M < 20%	Лейкотрахит M < 10%. Меланотрахит M > 25%	
4. По структуре	Серийнопорфировый Гиалолатит		Афировый Порфировый		Кварцевый гиалолатит	Гиалотрахит
5. По структуре основной массы	Интерсертальная <i>Пилотакситовая</i> <i>Микролитовая</i> <i>Гиалопилитовая</i>				Трахитовая Витрофировая	
Характерные особенности видов горных пород	53—57% (± 2) Интерсертальная структура в некоторых разновидностях		57—64 (± 2) $K_a = 0,19 - 0,5$ реже до 0,70		56—64 (± 2) $K_a = 0,5 - 0,85$ $K_a = 0,85 - 0,90$	

соко- и весьма высокоглиноземистым); 4) сиенитом (калиево-натриевым высоко- и весьма высокоглиноземистым и калиевым весьма высокоглиноземистым).

В семействе субщелочных кварцевых диоритов — кварцевых монцонитов (одним из существенных минералов которых является кварц от 5 до 20%) выделяются виды: 1) субщелочной кварцевый диорит (натриевый весьма высокоглиноземистый и калиево-натриевый умеренно- и высокоглиноземистый); 2) кварцевый монцодиорит (калиево-натриевый высоко- и весьма высокоглиноземистый); 3) кварцевый монцонит (калиево-натриевый весьма высокоглиноземистый). Заметим, что принадлежность горной породы к натриевой, калиево-натриевой и калиевой сериям, так же как и подразделение по степени глиноземистости (al'), является дополнительной характеристикой вида. Характерными особенностями видов плутонических пород субщелочного ряда является обязательное присутствие калиево-натриевого полевого шпата, соотношение которого с плагиоклазом (отношение калиево-натриевого полевого шпата к общей сумме полевых шпатов) дает основание разделять близкие по качественному набору типоморфных минералов виды плутонических горных пород.

Среди горных пород субщелочного ряда более широким распространением пользуются калиево-натриевые серии, среди которых в одних случаях наблюдается некоторое преобладание K_2O над Na_2O , а в других, наоборот, преобладание Na_2O над K_2O , но чаще в пределах семейств пород и те и другие соотношения $\frac{Na_2O}{K_2O}$ наблюдаются одновременно. Натриевые серии встречаются среди трахиандезитобазальтов, трахиандезитов и субщелочных диоритов. Калиево-натриевые серии типичны для всех семейств вулканических и плутонических средних пород, а калиевые серии, наряду с калиево-натриевыми, — для лейкократовых трахитов и лейкократовых сиенитов.

Средние породы щелочного ряда представлены двумя семействами как вулканических, так и плутонических образований. Среди вулканических выделяются семейства фонолитов и щелочных трахитов, среди плутонических — фельдшпатоидных сиенитов и щелочных сиенитов (табл. 14, 15). Главные отличия между семействами определяются присутствием или отсутствием фельдшпатоидов.

Семейство фонолитов по содержанию SiO_2 укладывается в интервале от 53 до 62 (± 2)%, а по сумме щелочей — от 8 до 23%. Наиболее существенной их особенностью в отношении минерального состава является обязательное присутствие фельдшпатоида (одного или нескольких), щелочного полевого шпата и щелочных цветных минералов. Фонолиты по составу приближаются к щелочным трахитам, от которых отличаются существенным содержанием фельдшпатоидов. Среди фонолитов известны основные по составу образования, которые по содержанию кремнезема (48—53%) попадают в группу основных пород щелочного ряда, где они рассмотрены в виде самостоятельных видов: нефелиновых и лейцитовых мелафонолитов. От нормальных (средних) фонолитов они отличаются иногда либо повышенным содержанием цветных минералов (до 30—40%), либо присутствием оливина и плагиоклаза, либо преобладанием содалита над нефелином.

Семейство фонолитов данной группы представлено двумя видами: нефелиновым фонолитом, где существенная роль принадлежит одному из натриевых фельдшпатоидов — нефелину, но могут присутствовать и (или) анальцим, гаюин, нозеан, содалит, и лейцитовым фонолитом с лейцитом — калиевым фельдшпатоидом.

Классификация и характеристика средних

Классификационные признаки ряда	Граничные содержания (вес. %)	SiO ₂ Na ₂ O+ +K ₂ O		53—64 от 5—7,5							
	Типоморфные+существенные минералы	Pl (An ₁₆₋₅₀), Fsp, ±Orx (гиперстен), ±Cpx (авгит, титанавгит),									
Семейства горных пород		Субщелочных диоритов — монцолитов									
Типоморфные ± существенные минералы семейств		Pl, Fsp, Hbl, Bt, ±Cpx									
Граничные содержания в семействе (вес. %)	SiO ₂ Na ₂ O+ +K ₂ O	53—57 (+2) От 5—5,7 до 7,6—8,2									
		Виды горных пород		Субщелочной диорит		Монцодиорит		Монцонит			
Типоморфные минералы видов		Pl, Hbl, Bt, Cpx, Fsp		Pl, Fsp, Hbl, Bt, Cpx		Fsp, Pl, Cpx, Hbl, Bt					
Граничные содержания минерального модалового состава видов (об. %)		Pl (An ₃₆₋₄₅) 55—95 Hbl 0—40 Bt 0—40 Cpx 0—40 Fsp 1—10 Q 0—5		Pl (An ₃₀₋₅₀) 60—85 Bt 0—40 Cpx 0—40 Hbl 0—40 Fsp 10—35 Q 0—5		Pl (An ₃₀₋₅₀) 35—65 Bt 0—40 Cpx 0—40 Hbl 0—40 Fsp 40—70 Q 0—5					
Граничные содержания химических компонентов видов горных пород (вес. %)	SiO ₂		53,0—57,0		52,0—57,0		52,0—57,0				
	TiO ₂		0,2—1,41		0,5—0,9		0,2—2,71				
Al ₂ O ₃		16,7—19,1		12,6—18,2		16,3—17,6					
Fe ₂ O ₃		2,0—7,6		1,1—7,8		4,0—6,5					
FeO		1,0—5,0		2,6—5,7		3,3—5,0					
MnO		Сл.—0,2		0,07—0,3		0,1—0,2					
MgO		2,3—4,8		3,6—5,6		1,5—3,8					
CaO		5,2—8,4		4,6—7,2		7,1—9,5					
Na ₂ O		2,7—6,7		2,4—4,3		2,3—6,5					
K ₂ O		1,1—4,7		2,6—3,7		1,7—5,1					
Важнейшие петрохимические характеристики видов (вес. %)	Na ₂ O/K ₂ O (серия)	>4	0,4—4			0,4—3			0,4—3		
	Натриевая	Калиево-натриевая	Калиево-натриевая			Калиево-натриевая			Калиево-натриевая		
Al ^{al} = $\frac{Al_2O_3}{FeO+Fe_2O_3+MgO}$ (коэффициент глиноземистости)	2—10	0,75—1	1—2	2—3	0,75—1	1—2	2—3	0,75—1	1—2	2—6	
	ВВ	У	В	ВВ	У	В	ВВ	У	В	ВВ	

плутонических пород субщелочного ряда

(±2)

до 9—14,0

Hbl (часто железистая, титанистая), Bt

Субщелочных кварцевых диоритов — кварцевых монцонитов				Сиенитов							
Pl, Fsp, Hbl, Bt, Q, ±Cpx				Pl, Fsp, Hbl, Bt, Cpx, Орх							
57—64 (±2) От 5,7—7,5 до 8,2—10,5				54—64 (±2) От 7,8—10,5 до 9,0—14,0							
Субщелочной кварцевый диорит		Кварцевый монцонидиорит		Кварцевый монцонит		Сиенит		Щелочнополевошпатовый сиенит			
Pl, Hbl, Bt, Cpx, Q, Fsp		Pl, Fsp, Q, Hbl, Bt, Cpx		Fsp, Pl, Q, Hbl, Bt		Fsp, Орх, Pl, Cpx, Bt, Hbl		Fsp, Hbl, Bt, Cpx, Орх			
Pl (An ₃₀₋₅₀) 55—95 Bt 0—35 Cpx 0—35 Hbl 0—35 Fsp 0—10 Q 5—20		Pl (An ₃₀₋₅₀) 60—85 Bt 0—35 Cpx 0—35 Hbl 0—35 Fsp 5—50 Q 5—20		Pl (An ₃₀₋₅₀) 35—65 Hbl 0—35 Bt 0—35 Fsp 5—20 Q 5—20		Pl (An ₁₈₋₃₀) 10—35 Fsp 65—90 Орх 0—10 Cpx 0—30 Bt 0—30 Q 0—5		Fsp(Ort ₄₀ Ab ₆₀) ≥ 80% Pl 0—5 Hbl 0—10 Bt 0—5 Cpx 0—10 Орх 0—10			
57,0—64,0 0,2—1,5 15,0—18,0 1,0—6,5 1,5—5,5 Сл.—0,3 1,3—4,5 3,1—6,7 2,2—4,2 1,1—3,9		56,0—65,0 0,4—1,0 12,5—18,1 0,4—3,3 1,4—5,5 0,07—0,3 1,1—7,3 2,9—7,2 2,0—4,4 1,6—4,1		55,9—64,0 0,5—1,5 13,3—17,9 0,19—4,7 2,3—5,8 0,04—0,2 1,1—4,1 2,0—6,9 1,9—4,8 1,0—5,2		53,9—65,8 0,07—1,9 14,8—19,2 0,8—3,9 0,2—5,8 Сл.—0,3 0,01—3,3 1,1—5,7 4,1—6,5 2,1—8,7		59,0—65,0 0,4—0,6 17,0—18,8 1,3—1,5 0,7—1,3 0,08—1,2 0,2—0,4 0,3—3,3 0,8—5,1 7,0—13,8			
>4 Натриевая		0,4—4 Калиево-натриевая		0,4—3 Калиево-натриевая		0,4—3 Калиево-натриевая		0,4—3 Калиево-натриевая		<0,4 Калиевая	
2—10	0,75—1	1—2	2—3	0,75—1	1—2	2—5	1—2	2—7	1,5—2	2—8	2—10
ВВ	У	В	ВВ	У	В	ВВ	В	ВВ	В	ВВ	ВВ

Важнейшие петрохимические характеристики видов (вес. %)	$f' = \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{TiO}_2$	<10	16—21	10—16	<10	16—20	10—16	<10	16—18	10—16	3—10
	$K_3 = \frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ (мол. кол.)	0,24—0,40			0,23—0,45			0,33—0,54			
Разновидности видов 1. По составу темноцветных минералов	Авгитовый, биотитовый, биотит-роговообманковый, роговообманково-биотитовый			Авгит-роговообманковый			Биотит-авгитовый, авгитовый, роговообманковый. Биотит-диопсидовый, оливиновый (редко)				
2. По цветовому индексу (М)	Субщелочной лейкодиорит М до 25%			Лейкомонцодиорит М до 15%			Лейкомонцит М до 15%				
3. По текстуре	Массивный.										
4. По зернистости	Равномернозернистый, неравномернозернистый, грубозернисто-мелкозернистый.										
Характерные особенности семейств и некоторых видов горных пород	Обязательное присутствие калиево-натриевого полевого шпата до 10% от суммы полевых шпатов										
	Содержание калиево-натриевого полевого шпата до 10% от суммы полевых шпатов			Содержание калиево-натриевого полевого шпата от 10 до 35% от суммы полевых шпатов			Содержание калиево-натриевого полевого шпата от 35 до 65% от суммы полевых шпатов				
$K_3 = 0,23—0,5,$											

<10	16—18	10—16	<10	16—18	10—16	<10	10—16	6—10	<10	0,5—10	0,5—7,0	
0,25—0,41			0,23—0,48			0,28—0,53			0,4—0,78		0,6—0,95	
диопсидовый, биотит-биотитовый			Биотит-авгитовый						Биотит-рогово-обманковый, энстатитовый (редко), авгитовый, диаллаговый, диопсидовый, биотитовый, авгит-биотитовый, рогово-обманковый, анортит-рогово-обманковый, андрадитовый, корундовый, лабрадор-овый, магнетитовый (редко), оливин-овый		Гиперсте-новый, ав-гит-рогово-обманковый	
Роговообманко-во-биотитовый			Авгит-роговооб-манковый			Авгитовый, диопсидо-вый, биоти-товый, биотит-рогово-обманковый, биотит-дио-псидовый						
Субщелочной квар-цевый лейкодиорит М до 20%			Кварцевый лей-комонцодиорит М до 15%			Кварце-вый лейко-монцит М до 10%			Лейкосиенит М до 10%			
порфировидный												
стый, крупнозернистый, среднезернистый, тонкозернистый									Гигантозернистый, грубозер-нистый			
натриевого полевого шпата SiO_2 57—64 (+2) Содержание кварца 5—20% от суммы фельзических минералов									Содержание кварца до 5% от суммы фельзических минералов			
Содержание кали-ево-натриевого поле-вого шпата до 10% от суммы полевых шпатов			Содержание калиево-натриевого полевого шпата от 10 до 35% от суммы полевых шпатов			Содержа-ние калиево-натриевого полевого шпата от 35 до 65% от суммы полевых шпатов			Содержание калиево-натриевого поле-вого шпата от 65 до 90% от сум-мы полевых шпа-тов		Содержа-ние калиево-во-натрие-вого полево-го шпата от 90 до 100% от суммы полевых шпатов	
редко более									$K_a=0,4—0,8$		$K_a=0,7—0,95$	

Классификация средних вулканических пород щелочного ряда

Классификационные признаки	Граничные содержания (вес. %) SiO ₂ Na ₂ O + K ₂ O	53—64 (±2) 7,8—23		
	Типоморфные ± существенные минералы	F (нефелин, содалит, нозеан, гаюин, канкринит, апальцит); Fsp (калиево-натриевый и калиевый полевой шпат), Ab (реже олигоклаз), Cpx (эгирин, эгирин-авгит, титанавгит, геденбергит, диопсид-геденбергит), Am (арфведсонит, рибекит, баркевикит, катафорит, керсутит, гастингсит), mc (лепидомелан, биотит)		
Семейства горных пород	Щелочных трахитов	Фонолитов		
Типоморфные ± существенные минералы семейств	Fsp, Ab (реже olg), alk Cpx (Am)	Fsp, F, alk Cpx (alk Am), ±Bt		
Граничные содержания в семействе (вес. %) SiO ₂ Na ₂ O + K ₂ O	53—64 7,8—11,5 до 9—14	54—62 8—23		
Виды горных пород	Щелочной трахит	Нефелиновый фонолит	Лейцитовый фонолит	
Типоморфные ± существенные минералы видов	Fsp, Ab (реже olg), alk Cpx, alk Am	Fsp, Ne, alk Cpx, alk Am	Fsp, Lc, alk Cpx, ±Bt	
Граничные содержания минерального модального состава видов (об. %)	Pl (An ₅₋₂₅) 10—25 Fsp (анортоклаз, санидин) 40—45 alk Cpx 0—20 Am (arf, Rbc, Kat) 0—6 Q 0—5; стекло до 75	Fsp 40—50 Ne 30—40 alk Cpx 10—20 alk Am 0—20	Fsp 50—70 Lc 20—30 alk Cpx 5—10 Bt 0—5	
Граничные содержания химических компонентов видов (вес. %)	SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ Fe ₂ O ₃ FeO MnO MgO CaO Na ₂ O K ₂ O P ₂ O ₅	53,0—65,0 0,46—1,86 15,26—20,1 1,55—6,2 0,3—1,9 0,07—0,4 0,2—1,9 0,5—4,8 3,7—7,5 3,9—10,5	54—62 0,1—1 16—23 1—4 0,3—4 0,09—0,4 0,1—0,7 1,5—3 5—15 3—7 0,05—0,4	54—60 0,6—4,0 10—21 1—5 1—2 0—0,2 0,5—0,8 2—3 1,4—6 6—14 0,1—0,2

Важнейшие петрохимические характеристики видов (вес. %)	$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (серия)	0,4—4 Калиево-натриевая	<0,4 Кальцевая	1—4 Калиево-натриевая	<1 Кальцевая
	$\text{al}^* = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}}$ (Коэффициент глиноземистости)	2—10 ВВ	2—10 ВВ	2—10 ВВ	2—10 ВВ
$K_a = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \text{Al}_2\text{O}_3$ (мол. кол.)	0,5—0,8, реже до 1	0,7—1,1	0,6—0,9		
Разновидности видов 1. По характерному или второстепенному минералу	Акмитовый, анортклазовый, диопсид-эгириновый, диопсид-эгирин-авгит-биотитовый, кросситовый, рибекитовый, рибекит-эгирин-геденбергитовый, эгирин-авгит-арфведсонитовый	Арфведсонит-лепидомелановый	Гаюиновый, анальцимовый, нозеановый, санидиновый, содалитовый	Биотитовый, меланитовый, гаюиновый, нозеановый	
2. По текстуре: а. При отсутствии вкрапленников б. При наличии вкрапленников в. По структуре основной массы	Афировый Порфиоровый		Микропорфиоровый, порфиоровый. Трахитоидный, микролитовый		
Характерные особенности семейств и некоторых видов горных пород	Присутствие щелочных пироксенов и амфиболов; $K_a = 0,5—0,8$ до 1		Основная масса фонолита плотная с преобладанием либо нефелина (нефелинитовидный), либо анортклаза (трахитоидный). Фонолит со стекловатой основной массой с микролитами полевого шпата и эгирина имеет название кениит	Известны разновидности, в которых лейцит резко преобладает над санидином	

Классификационные признаки ряда	Граничные содержания (вес. %) SiO ₂ Na ₂ O+K ₂ O		53—64 (±2%) 7—21							
	Типоморфные ± существенные минералы		F (нефелин, содалит, нозеан, гаюин, канкринит, анальцит), Fsp (K—Na, K полевой шпат), Ab (реже олигоклаз), Cpx (эгирин, эгирин-авгит, титанавгит, авгит, геденбергит, диопсид-геденбергит), Am (арфведсонит, рибекит, баркевикит, керсутит, гастингсит), Lep, Bt							
Семейства горных пород		Щелочных сиенитов (бесфельдшпатоидных)			Фельдшпатоидных сиенитов					
Типоморфные ± существенные минералы семейств		Ab, Fsp, alk Cpx, alk Am			Fsp, F, Cpx (Fsp + F ≫ Cpx)					
Граничные содержания в семействе (вес. %)		SiO ₂ Na ₂ O+K ₂ O		53—64 от 7,8—11,5 до 9—14			54—60 9—23			
Виды горных пород		Щелочной сиенит *		Фойяит	Луяврит	Мариуполит	Мнаскит	Псевдолейцитовый сиенит		
Типоморфные ± существенные минералы видов		Ab, aeg, aeg—avg, gs, Rbc, Brc, ±Bt, ±Lep, Fsp		Fsp, Ne, alk Cpx, ±alk Am	Fsp, Ne, Ab, alk Cpx, alk Am	Ab, ±Ne, aeg, ±Lep, ±gs, ±Ort	Fsp, Ne, Bt (Lep), ±Pl, ±Am	Fsp, Lc', ±Ne-Cpx, ±Lep		
Граничные содержания минерального состава видов (об. %)		Pl (An ₅₋₁₀) 0—90 Fsp 0—99 alk Cpx (Am) 1—35 Q до 5		Ort 30—60 Ne 25—40 alk Cpx 5—20 alk Am 0—18	Fsp 35—50 Ne 20—35 Ab 5—10 Cpx 10—40 Am 0—30	Ab 50—80 Ne 0—30 aeg 15—30 Ort 0—15	Fsp 20—60 Ne 20—30 Lep (Bt) 5—20 Am 0—20 Ab (Olg) 0—20	Fsp 20—60 Lc' 25—80 Cpx 5—20 Bt 0—10 Ne 0—10		
Граничные содержания химических компонентов видов (вес. %)	SiO ₂	53,0—66,0		54—57	51—54,5	55—62	54—60	54—59		
	TiO ₂	0,1—1,5		0,2—1,5	0,9—3,8	0,1—1	0,1—1,5	0,03—0,7		
	Al ₂ O ₃	13,7—20,2		16—23	10—17	16—24	20—24	20—23		
	Fe ₂ O ₃	1,5—6,5		2—4	5—10	2—6	0,5—3	0,5—2		
	FeO	0,9—5,1		0,5—2	1,5—4	0,5—2	1—2	0,3—1,5		
	MnO	Сл.—0,3		0,09—0,3	0,1—0,5	0,03—0,4	0,01—0,2	0,02—1		
	MgO	0,3—5,0		0,5—1,5	0,9—3,7	0,1—1,5	0,3—1,2	0,3—0,8		
	CaO	0,2—6,7		1—2	0,7—2,8	0,5—4	0,5—2	0,4—1,5		
	Na ₂ O	3,1—10,9		8—12	7—10	9—13	6—10	0,8—3		
	K ₂ O	0,2—7,9		5—8	4,5—5,3	3—4	5—10	15—20		
	P ₂ O ₅			0,05—0,8	0,1—0,5	0,06—0,1	0,03—0,2	0,03—0,2		
Важнейшие петрохимические характеристики видов (вес. %)	Na ₂ O/K ₂ O (серия)	4—7,5 Натриевая	0,4—4 Калиево-натриевая <0,4 Калиевая	1—4 Калиево-натриевая	1—4 Калиево-натриевая	>4 Натриевая	1—4 Калиево-натриевая	<1 Калиевая	<1 Калиевая	
	$aI' = \frac{Al_2O_3}{Fe_2O_3 + FeO + MgO}$ (коэффициент глиноземистости)	2—7,5 BB	0,75—1 У	1—2 В	2—7,5 BB	2—10 BB	0,75—1,0 У	2—4 BB	2—10 BB	2—10 BB
	$K_a = \frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$ (мол. кол.)	0,49—0,78	0,49—0,74 до 1	0,8—1,3	1,15—1,5	0,9—1,2	0,8—0,9	0,7—1,1		

* Щелочные щелочнополевшпатовые сиениты рекомендуется называть тенсбергитами.

<p>Разновидности видов 1. По составу темноцветных минералов или другому характерному минералу</p>	<p>Кросситовый, эгириновый</p>	<p>Эгирин-арфведсонитовый, рибекитовый, эгиринрибекитовый</p>	<p>Амфиболовый, эгириновый, меланитовый, псевдолейцитовый, содалитовый, нозеановый, гаюиновый, анальцимовый, канкринитовый, эвдиалитовый, лопаритовый</p>	<p>Эгириновый, арфведсонитовый, эвдиалитовый, мурманитовозеритовый, лопаритовый</p>	<p>Гастингситовый, лепидомелановый, содалитовый, канкринитовый, олигоклазовый, цирконовый, пироклоровый</p>	<p>Амфиболовый, биотит-амфиболовый, сферновый, содалитовый, канкринитовый, олигоклазовый, альбитовый</p>	<p>Амфиболовый, биотитовый, нефелиновый</p>
<p>2. По текстуре и структуре</p>	<p>Массивный, порфирированный, крупнозернистый, среднезернистый, мелкозернистый, тонкозернистый, равномернозернистый, неравномернозернистый</p>		<p>Гипидиоморфнозернистый, крупнозернистый до пегматоидного, трахитоидный, полосчатый, пойкилитовый</p>	<p>Трахитоидный, порфирированный, полосчатый, гипидиоморфнозернистый, редко пойкилитовый</p>	<p>Призматически-зернистый, мелкозернистый, пегматоидный, крупнозернистый</p>	<p>Аллотриоморфнозернистый, гнейсовидный, полосчатый</p>	<p>Порфирированный, массивный, гнейсовидный</p>
<p>Характерные особенности семейств и некоторых видов горных пород</p>	<p>Наличие только альбита и щелочного пироксена</p>	<p>Наличие щелочных пироксенов и амфиболов при широких колебаниях калиево-натриевого и калиевого полевого шпата и альбита</p>	<p>Ведущая роль нефелина. Щелочной амфибол иногда бывает в сростании с эгирином-авгитом. Агпайтовые фойяиты содержат в виде акцессорной примеси редкие минералы: эвдиалит, лавенит, стенструпин, лопарит, ринколит и др.</p>	<p>Характерно неравномерное распределение пироксена и полевого шпата, что приводит к образованию полосчатых текстур, а также к возникновению лейко-, мезо- и меланократовых разновидностей</p>	<p>Ведущая роль альбита и эгирина (часто игольчатого). Акцессорные минералы: циркон, пироклор и др.</p>	<p>Ведущая роль калиево-натриевого и калиевого полевого шпата и нефелина; могут присутствовать альбит или олигоклаз. Акцессорные минералы: ортит, корунд, магнетит, пироклор</p>	<p>Ведущая роль псевдолейцита. Сиенит с содержанием псевдолейцита 80—90 % назван сьенитом</p>
	<p>$K_a = 0,5—0,8$ до 1 Содержание кварца не более 5%</p>						

Нефелиновые фонолиты — микропорфировые, реже афировые породы, в которых порфировые выделения представлены щелочным полевым шпатом (санидин, анортоклаз), нефелином (иногда гаюин, канкринит, нозеан, содалит), цветными минералами — эгирином, эгиринавгитом, а также щелочными амфиболами (арфведсонит, рибекит). Основная масса фонолита плотная зеленовато- или буровато-серая, состоит из щелочного полевого шпата, нефелина и небольшого количества цветных минералов. Щелочной полевой шпат во вкрапленниках преобладает над другими минералами, и максимальное его количество достигает 50% и более. Содержание нефелина колеблется от 30 до 40%, щелочной пироксен и (или) щелочной амфибол редко достигает 20%, порода лейкократовая. В химическом отношении они отличаются от других щелочных вулканических образований наиболее высоким содержанием кремнезема, при значительных количествах щелочей, особенно натрия, а также глинозема. Среди фонолитов преобладают миаскитовые разности с коэффициентом агпаитности ниже 1, но встречаются и агпаитовые, в которых K_a равен единице или несколько выше. Отмечаются фонолиты, в основной массе которых преобладает нефелин, такая разновидность известна как нефелинитоидная, а с преобладанием щелочного полевого шпата — трахитоидная (этими терминами редко пользуются в практике). В фонолитах изредка встречается стекло (в поверхностной корке фонолитовых лав).

Лейцитовые фонолиты — микропорфировые породы с порфировыми выделениями санидина, лейцита, авгита; иногда лейцит в выделениях отсутствует и содержится только в основной массе. Последняя — плотная, светлая или темно-серая, иногда трахитоидная полукристаллическая, состоит из санидина, лейцита, авгита, эгирина-авгита, в некоторых случаях присутствует стекло. Для лейцитового фонолита характерно значительное преобладание щелочного полевого шпата, составляющего две трети объема породы. Из фельдшпатоидов присутствует лейцит, реже нефелин, нозеан, гаюин, анальцим. На долю пироксена (эгирина-авгит, авгит) и биотита (иногда флогопита) приходится незначительная часть как во вкрапленниках, так и в основной массе.

Лейцитовые фонолиты относятся к калиевой серии и могут, по-видимому, рассматриваться как эффузивный аналог псевдолейцитовых сиенитов. Для обозначения лейцитового фонолита с резким преобладанием лейцита над санидином иногда употребляется термин лейцитифир. Последний должен быть изъят из употребления в таком понимании. Лейцитифирами раньше называли все лейцитовые породы, в том числе и лейцититы, а также лейцитовые базальты и долериты. Фонолиты — эффузивные аналоги фельдшпатоидных сиенитов. Фонолиты нередко пространственно, а иногда и генетически связаны с вулканическими ультраосновными и основными породами щелочного ряда. Они известны на океанических островах (Азорские, Канарские, Зеленого Мыса, на о. Кергулен), в вулканических провинциях Восточной и Северной Африки, Северной Америки, Новой Зеландии, Бразилии, Шотландии. Фонолиты встречаются на Центральном плато Франции, в Чешских Средних горах и других регионах. Лейцитовые фонолиты характерны для провинций щелочных эффузивов калиевой серии (Италия, о. Сулавеси). На территории Советского Союза фонолиты имеют ограниченное распространение (Западный Казахстан, Закавказье, Алдан — Кузнецкий Алатау, Камчатка и др.). Большой интерес представляет новая вулканоплутоническая провинция калиевых щелочных пород на севере Забайкалья (Сыннырский массив и др.), где наряду с высококальциевыми фельдшпатоидными сиенитами встречаются вулка-

нические щелочные породы — эпилейцитовые и анальцимовые фонолиты. Фонолиты образуют купола, реже потоки и покровы.

Семейство фельдшпатоидных сиенитов объединяет кристаллически-зернистые средние щелочные породы, состоящие существенно из щелочного полевого шпата, нефелина и (или) другого фельдшпатоида и небольшого количества цветных минералов (биотита, щелочного пироксена или амфибола). Породы этого семейства в литературе часто описываются как нефелиновые сиениты в отличие от щелочных бесфельдшпатоидных сиенитов. По характерным парагенезисам среди фельдшпатоидных сиенитов выделяется четыре главных вида: мариуполит, луюврит фойяит, миаскит, псевдолейцитовый сиенит.

Мариуполит — разноморфная порода, состоит из удлиненных, часто призматических, идиоморфных кристаллов альбита, нефелина и игольчатых выделений эгирина, иногда присутствует лепидомелан. Характерной особенностью химического состава мариуполита является высокое содержание натрия, что позволяет его отнести к натриевой серии.

Луюврит — лейко-, мезо- и меланократовый нефелиновый сиенит трахитоидной порфирированной полосчатой текстуры, гипидиоморфно-зернистой, редко пойкилитовой структуры. Состоит из калиевого и калиево-натриевого полевого шпата, нефелина, альбита, эгирина, арфведсонита и эвдиалита. Широко распространен на Кольском п-ове и в других местах.

Фойяит — трахитоидный нефелиновый сиенит с довольно высоким содержанием нефелина, калиевого и калиево-натриевого полевого шпата (ортоклаз, микроклин-пертит). Пироксен представлен в основном эгирином, эгирин-авгитом, но встречаются фойяиты с титанавгитом, геденбергитом. Амфибол (арфведсонит, гастингсит) относится к второстепенным минералам, но известны существенно амфиболовые разновидности. Могут присутствовать лепидомелан, лампрофиллит и астрофиллит. Для фойяитов характерно наличие большого разнообразия аксессуарных минералов (сфен, апатит, магнетит, эвдиалит, лопарит, циркон, пироксенол и др.). По химическому составу фойяиты характеризуются довольно высоким содержанием глинозема и щелочей, вариация которых зависит от переменного минерального состава: коэффициент агпаитности также колеблется в широких пределах — от 0,8 до 1,3, что указывает на наличие среди них как миаскитовых, так и агпаитовых разновидностей (см. табл. 15).

Миаскит — своеобразный вид нефелинового сиенита, в котором главная роль среди цветных минералов принадлежит лепидомелану или биотиту.

Типоморфными калиево-натриевыми полевыми шпатами являются калиево-натриевый полевой шпат, нефелин, плагиоклаз (олигоклаз, иногда альбит), аксессуарные — магнетит, ильменит, сфен, апатит, циркон. В химическом составе миаскитов заметно повышается роль калия. Но по соотношению щелочей они относятся как к калиевой, так и к калиево-натриевой сериям. Характерной особенностью миаскита является наличие своеобразной гнейсовидной структуры, не свойственной для магматических пород и, в частности, для других фельдшпатоидных сиенитов.

Псевдолейцитовый сиенит — вид фельдшпатоидных сиенитов, сравнительно редко встречающийся в природе. В нем присутствует псевдолейцит — агрегат дактилоскопических сростаний ортоклаза и нефелина (кальсилита). Основная роль в псевдолейцитовом сиените принадлежит щелочному полево-му шпату (ортоклаз, микроклин), однако есть разновидность с резким преобладанием псевдолейцита (80—90%), назван-

ная сынныритом (А. Я. Жидков). Впервые она встречена в Северном Забайкалье на Сыннырском массиве. Параллельно с псевдолейцитом иногда присутствует нефелин в виде самостоятельных выделений. Сохранение цветных минералов, преимущественно биотита, настолько бывает низко, что микроскопически не улавливается. Максимальное количество биотита (или амфибола) не превышает 10%. Псевдолейцитовые и псевдолейцит-нефелиновые сиениты весьма изменчивы по минеральному и химическому составу (см. табл. 15).

Фельдшпатоидные сиениты — наиболее распространенные образования среди щелочных пород. Они принимают участие в строении сложных массивов наряду со щелочными габброидами и фонолитами, входящими в состав всех известных щелочных формаций, и могут возникать в пределах различных тектонических структур. Фельдшпатоидные сиениты иногда слагают и автономные очень крупные массивы (Хибины, Ловозеро, Сыннырский и др.). С ними связаны различные виды сырья (апатитовое, редкометальное и др.), и в то же время они могут сами являться сырьем на глинозем, использоваться в качестве агрономических руд, в стекольной, керамической и других отраслях промышленности.

Выделяемые виды среди бесфельдшпатоидных средних пород щелочного ряда (щелочные трахиты, щелочные сиениты) по своим названиям соответствуют названиям семейств. По сравнению с фельдшпатоидными породами (см. рис. 9) они имеют более широкие колебания содержания кремнезема (53—64%) и более низкие содержания щелочей (7,5—10% $<Na_2O + K_2O>$ 8,7—14,0%). Заметим, что поля составов щелочных трахитов и щелочных сиенитов на диаграмме $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$ плотностью перекрываются с трахитами и сиенитами субщелочного ряда. Главное отличие этих семейств — в появлении в породах щелочного ряда щелочных пироксенов и амфиболов, кислого плагиоклаза, вплоть до альбита, а в стекловатых разновидностях увеличение коэффициента агпаитности до 1 (см. табл. 14, 15). Как видно из табл. 14, щелочные трахиты по степени глиноземности соответствуют весьма высокоглиноземистым породам и принадлежат как калиево-натриевой, так и калиевой сериям, в то время как их плутонические аналоги — щелочные сиениты — относятся к натриевым весьма высокоглиноземистым и калиево-натриевым умеренно-, высоко- и весьма высокоглиноземистым представителям. Соответственно в последних наблюдаются и более широкие колебания темноцветных минералов (1—35%). В щелочном сиените натриевой серии щелочной полевошпата представлен исключительно альбитом, а темноцветные минералы — кросситом и эгирином. В калиево-натриевой серии щелочных сиенитов наблюдаются широкие колебания содержания калиево-натриевого полевошпата и альбита, а также щелочных пироксенов и амфиболов.

Заканчивая рассмотрение группы средних горных пород, отметим, что средние магматические породы нормального и субщелочного рядов наблюдаются как в континентальных, так и в океанических сегментах земной коры. Наиболее широко распространенная вулканическая ассоциация средних горных пород наблюдается в составе непрерывных базальт-андезитовых формаций ранних стадий развития геосинклиналей, андезит-дацитовых и андезит-дацит-риолитовых и андезит-базальт-риолитовых формаций средних и поздних стадий развития геосинклиналей, т. е. они формируются во все этапы развития складчатых областей. Средние магматические горные породы широко распространены в островных дугах. Как было показано экспериментами Рингвуда и Гри-

на, при давлении более $3 \cdot 10^9$. Па самыми легкоплавкими являются сухие расплавы андезитового состава. Такие давления достигаются в земной коре на глубинах 100—120 км, и наличие «андезитового температурного трога» объясняет, по-видимому, достаточно широкое развитие в природе андезитовых и диоритовых пород. Это обуславливает большое значение средних горных пород в составе земной коры и достаточно широкое распространение на дне океанов.

Плутонические виды средних горных пород нормального и субщелочного рядов типичны в составе сиенит-габбровых, диорит-гранодиоритовых, монзонит-сиенитовых, габбро-диорит-гранодиоритовых и других формаций, характерных для инверсионной и орогенной стадий развития складчатых областей, а также зон активизации.

Среди средних пород щелочного ряда аналогичное развитие имеют фельдшпатоидные и бесфельдшпатоидные породы. Бесфельдшпатоидные породы наблюдаются в составе как сиенитовых и гранитоидных формаций, так и в составе самостоятельных формаций щелочных пород.

Средние щелочные фельдшпатоидные породы в природе ассоциируют с другими породами щелочного ряда, составляя с ними единые непрерывные петрографические серии. Нередко встречаются вулканоплутонические ассоциации, в составе которых принимают участие фельдшпатоидные сиениты и фонолиты, иногда сопряженные в единых структурах. Средние фельдшпатоидные породы известны во многих петрографических провинциях мира, значительное распространение они имеют и на территории СССР [Воробьева, 1969]. Фельдшпатоидные сиениты и фонолиты встречаются чаще всего в ассоциации со щелочными сиенитами (трахитами) и щелочными габброидами (базальтоидами) и в меньшей степени со щелочно-ультраосновными породами. Они, как правило, приурочены к зонам активизации древних платформ и рифтовым системам, срединным массивам и блокам ранней консолидации в областях завершённой складчатости. Фельдшпатоидные сиениты и фонолиты слагают штоки, воронкообразные тела, трещинные интрузивы, входят в состав кольцевых структур, образуют купола, реже покровы и потоки. На территории СССР среди средних фельдшпатоидных пород преобладают интрузивные фации.

КЛАССИФИКАЦИЯ КИСЛЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

К кремнекислым магматическим горным породам, которые для краткости называют кислыми, в соответствии с генеральной систематикой, относятся породы с содержанием кремнезема выше 64%. Кристаллические разновидности кислых горных пород состоят главным образом из кварца, калиевого и калиево-натриевого полевого шпата, плагиоклаза (от альбита до андезина) с некоторым количеством разнообразных темноцветных минералов. Название «кислые» характеризует важнейшее петрохимическое свойство рассматриваемых пород — повышенное по сравнению с другими магматическими породами содержание кремнезема. В целом это название не отражает «кислые» в физико-химическом понимании условия образования пород, которые в действительности могут быть кислыми, нейтральными и щелочными.

Кислые породы весьма широко распространены среди магматических пород, занимая в этом отношении ведущее место вместе с основными породами. Это отражено на бимодальных вариационных кривых частоты встречаемости магматических пород с различным содержанием SiO_2 , опубликованных во многих работах и справочниках, начиная еще с Ричардсона и Ф. Ю. Левинсона-Лессинга. Однако исследования магматизма океанических пространств последнего десятилетия показали, что бимодальность распределения магматических пород с различным содержанием SiO_2 характерна только для континентальных областей. Кислые породы сравнительно редки в океанах, хотя установлены в них также. В целом же, с учетом океанических магматических пород, распространенность кислых пород ниже, чем распространенность основных. Пока нет никаких доказательств наличия кислых пород в подкоровых (мантийных) зонах Земли. В последнее время выявлены очень редкие и своеобразные по составу кислые магматические породы на Луне [Яковлев, 1977]. Имеются все переходные разности между кислыми и средними магматическими породами.

Как уже отмечалось при рассмотрении систематики магматических горных пород (см. гл. 1), основой ее, в том числе и для кислых пород, является диаграмма $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, на которой приводится расчленение составов кислых пород на ряды по общей щелочности $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ и на семейства по соотношению $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}$. В ряде случаев этих петрохимических параметров для разделения кислых магматических пород на ряды недостаточно, и в качестве решающего признака использованы наличие или отсутствие некоторых типоморфных минералов (особенно щелочных темноцветных). Семейства кислых магматических пород представлены отдельно для плутонических и вулканических классов. Семейства разделены на виды. Главным признаком вида является вполне определенный набор породообразующих типоморфных и существенных минералов. К последним для кислых магматических пород отнесены кварц, щелочной (калиевый и калиево-натриевый) полевой шпат, плагиоклаз, иногда темноцветные минералы и альбит.

За минералогическую основу выделения видов кислых магматических пород приняты рекомендованные Терминологической комиссией Петрографического комитета диаграммы Штрекайзена для вулканических и плутонических пород [Классификация... 1975; Streckeisen, 1978] с некоторыми уточнениями. Эти диаграммы (рис. 10) определяют принадлежность породы к конкретному виду по наличию различных ассоциаций из следующих минералов: кварц, калиевый и калиево-натриевый полевой шпат, плагиоклаз, альбит, иногда темноцветные минералы, которые не используются на рассматриваемых диаграммах Штрекайзена. Каждый вид в семействе должен отличаться от других видов наличием или отсутствием хотя бы одного из перечисленных минералов. Естественно, к разным видам будут относиться породы с одинаковым набором типоморфных и существенных минералов, но попадающие в разные семейства и ряды.

В отличие от диаграмм Штрекайзена (см. рис. 10) для разделения кислых магматических пород на виды используются отдельно два щелочнополевошпатовых минерала: калиевый и калиево-натриевый полевой шпат и альбит. Эта необходимость вызвана наличием специфических микроклин-альбитовых гранитов и онгонитов среди редкометалльных щелочных и литий-фтористых гранитов [Коваленко, 1977; В. Коваленко, Н. Коваленко, 1976]. Конечно, при этом в породах должен учитываться лейстовый (призматически-зернистый) альбит, а не альбит пертитов в калиево-натриевом полевоом шпате.

Виды кислых магматических пород разделены на разновидности. Характеристические признаки разновидностей могут быть самые разнообразные и определяться конкретными задачами тех или иных исследований. В нашей общей классификации мы разделяем разновидности по второстепенным минералам, по составам второстепенных и породообразующих минералов, по структуре и текстуре. При необходимости могут быть использованы и другие признаки (например, геохимические и т. п.).

Общая система классификаций кислых магматических пород представлена на рис. 9, 11 и в табл. 16—21. На рис. 11 приведены границы составов рядов и семейств кислых магматических пород.

Так, по содержанию $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ выделены три петрохимических ряда кислых пород: нормальный ($< 7,5 - 8,1\%$), с повышенным содержанием $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (субщелочной) ($8,3 \div 10,5\% > \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 7,5 \div 8,1\%$) и щелочной ($> 8,3 \div 10,5\%$) (см. рис. 9). Щелочной ряд кислых магматических пород статистически отделяется от двух остальных по граничной линии, проходящей через координаты $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 10$, $\text{SiO}_2 = 68$ и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 9,3$, $\text{SiO}_2 = 73$, а в области более кремнекислых составов — параллельно оси SiO_2 . По этой линии четко разделяются составы всех стекловатых пантеллеритов и комендитов, имеющих коэффициент агпайтности $K_a = \frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ (атом. кол.) > 1 , от других кислых стекловатых пород, средние составы щелочных гранитоидов, по Дэли (щелочной гранит, пэзанит), от нещелочных гранитов, а также статистическое большинство оригинальных анализов щелочных гранитов от нещелочных. Однако имеется некоторое количество случаев отклонения от указанной граничной линии. Особенно их много в области составов с содержанием кремнезема, большим 74%. Таким образом, граничная линия для разделения щелочных и субщелочных рядов по сумме содержания $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, статистически обоснованная для вулканических пород, «расплывается» в область петрохимической неопределенности для плутонических пород, особенно в интервале со-

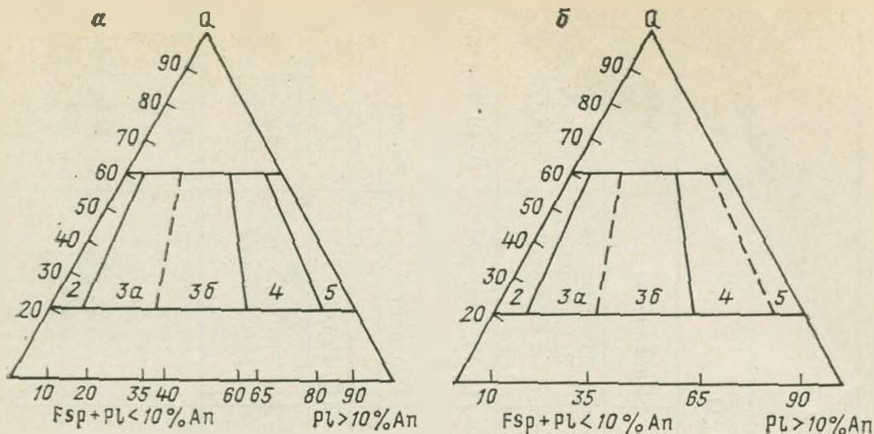


Рис. 10. Некоторые виды кислых плутонических (а) и вулканических (б) пород на диаграмме А. Штрекайзена [1975].
 а: 2 — щелочнополевошпатовый гранит, 3 — гранит, 4 — гранодиорит, 5 — плагногранит, тоналит;
 б: 2 — щелочнополевошпатовый риолит, 3 — риолит, 4, 5 — дацит

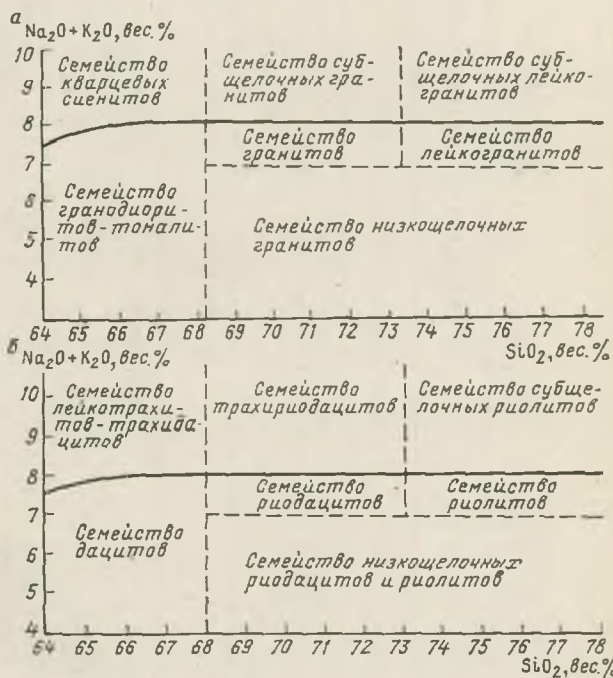


Рис. 11. Семейства кислых плутонических (а) и вулканических (б) пород нормального и субщелочного рядов

держания $\text{SiO}_2 \geq 73\%$. Поэтому главным критерием для выделения ряда щелочных гранитоидов в этом поле является наличие щелочных темноцветных минералов, а не высокое содержание $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$. В связи с этим на диаграмме рис. 9 приведена нижняя по содержанию $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ граница распространения кислых плутонических щелочных пород, содержащих щелочные пироксены и амфиболы. Наличие обсуждаемой области петрохимической неопределенности на границе щелочных и нормальных кислых, в первую очередь интрузивных, пород объясняется преимущественным выносом K_2O и Na_2O при переходе их от стеклов или расплавов к гранитам [Tuttle, Bowen, 1958].

Кислые породы нормальной и повышенной щелочности (нормальный и субщелочной петрохимические ряды) разделены, главным образом, по содержанию суммы окислов натрия и калия (см. рис. 1). Ми-

Классификационные признаки ряда	Граничные содержания (вес. %)															
	SiO ₂	Na ₂ O+K ₂ O	>64 (±2)	<7,5÷8,1	Pl (An ₁₀₋₄₀), Fsp (санидин, ортоклаз), Q											
Семейства горных пород	Дацитов		Низкощелочных риодацитов		Риодацитов		Риолитов (липаритов)									
Граничные содержания в семействе (вес. %)	64—68 <7,5—8,1		>68 <7,0		73>SiO ₂ >68 8,1>Na ₂ O+ +K ₂ O>7,0		>73 8,1>Na ₂ O+ +K ₂ O>7,0									
Типоморфные ± существенные минералы семейств	Pl, Fsp, M		Pl, Q, Fsp, ±M		Q, Pl, Fsp, ±M		Q, Pl, Fsp									
Виды горных пород	Дацит		Плагиориодацит		Низкощелочной риодацит		Риодацит		Риолит							
Типоморфные минералы видов	Pl, Fsp, M		Q, Pl		Q, Pl		Q, Fsp, Pl		Q, Fsp, Pl							
Граничные содержания типоморфных и существенных минералов видов (об. %) *	Pl >65 Q 20÷60 Fsp 0÷35 M >10		Pl >90; Q >20 Fsp <10		Q >20 10 < Pl < 60 90 > Fsp > 40		Q >20 10 < Pl < 60 90 > Fsp > 40		Q >20; 10 < Pl < 60 90 > Fsp > 40							
Граничные содержания химических компонентов видов (вес. %)	SiO ₂	64,0—68,0	68,0—77,0		68,0—78,0		68,0—73,0		73,1—78,3							
	TiO ₂	0,2—1,9	0,0—0,5		0,0—0,5		0,0—0,6		0,0—0,3							
	Al ₂ O ₃	13,5—21,7	13,0—17,0		11,0—16,0		12,0—16,5		12,0—15,0							
	Fe ₂ O ₃	0,24—5,1	0,0—3,0		0,0—3,0		0,2—3,0		0,0—1,5							
	FeO	0,22—5,1	0,2—2,5		0,5—2,5		0,5—2,5		0,4—2,3							
	MnO	0,03—2,4	0,0—0,1		0,0—0,1		0,0—0,2		0,0—1,0							
	MgO	0,3—3,9	0,0—1,5		0,1—1,2		0,4—2,0		0,0—1,0							
	CaO	1,7—6,9	0,1—4,0		0,4—3,5		0,4—3,5		0,3—2,0							
	Na ₂ O	1,9—5,2	3,0—6,6		2,0—4,2		1,7—5,0		2,2—4,5							
K ₂ O	1,1—5,3	0,5—4,0		2,3—4,6		2,7—6,3		3,4—6,0								
Важнейшие петрохимические характеристики видов (вес. %)	Na ₂ O/K ₂ O (серия)	0,5—4,0 Калиево-натриевая			1,2—4,0 Калиево-натриевая		4,0—10,1 Натриевая		0,4—2,0 Калиево-натриевая		0,2—0,4 Калиевая	0,4—2,0 Калиево-натриевая	Калиевая <0,4	0,4—1,5 Калиево-натриевая		
	al' = $\frac{Al_2O_3}{FeO + Fe_2O_3 + MgO}$ (коэффициент глиноземистости)	1,2—2,0	2—10	>10	1,3—10	>10	1,3—2	2—10	3—10	>10	3,0—10		2—10	2—10	>10	
		В	ВВ	КВ	ВВ	КВ	В	ВВ	ВВ	КВ	ВВ		ВВ	ВВ	КВ	
	Разновидности видов	Пироксеновый, амфиболовый, биотитовый, амфибол-биотитовый			Амфиболовый, биотитовый, амфибол-биотитовый		Амфибол-биотитовый, биотитовый		Амфибол-биотитовый, редко пироксеновый		Амфибол-биотитовый, биотитовый					
	2. По составу существенного минерала:															
	а. Полевой шпат	Санидиновый, ортоклазовый и т. п.														
	б. Пироксен	Диопсидовый, авгитовый							Диопсидовый, авгитовый							
	в. Амфибол	Роговообманковый, гастингситовый														
	г. Слюда	Истонит — сидерофиллитовый, сидерофиллитовый, биотитовый														
	3. По структуре:															
	а. Без вкрапленников	Афировый														
	б. С вкрапленниками	Порфиновый														
	в. Со стеклом (об. %):															
80—100 (H ₂ O < 1%)																
(H ₂ O > 1%)																
50—80	Обсидиан, пемза															
20—50	Перлит															
0—20	Стекловатый															
	Богатый стеклом															
	Стеклосодержащий															

* В соответствии с диаграммой Штрекайзена, принятой за минералогическую основу выделения видов, содержание Q — в об. % от суммы фельзитических минералов, содержание Pl и Fsp — в относит. % от суммы Pl+Fsp.

Классификация и характеристика кислых плутонических пород нормального ряда

Классификационные признаки ряда	Граничные содержания (вес. %)							
	SiO_2 Na_2O+K_2O							
Типоморфные минералы	PI (An ₁₀₋₄₈), Fsp, Q							
Семейства горных пород	Гранодиоритов		Низкощелочных гранитов*		Гранитов	Лейкогранитов		
Граничные содержания в семействе (вес. %)	64—68 <7,5—7,7		>68 <7,0		73 > SiO ₂ > 68 8,1 > Na ₂ O + K ₂ O > 7,0	>73 8,1 > Na ₂ O + K ₂ O > 7,0		
Типоморфные ± существенные минералы семейств	Q, Pl, Fsp, ±M		Q, Pl, ±Fsp		Q, Fsp, Pl	Q, Fsp, Pl		
Виды горных пород	Гранодиорит	Тоналит	Плагiogранит	Низкощелочной гранит	Гранит	Лейкогранит		
Типоморфные ± существенные минералы видов	Q, Pl, Fsp, M	Q, Pl ±M	Q, Pl, ±Fsp	Q, Pl, Fsp	Q, Fsp, Pl	Q, Fsp, Pl		
Граничные содержания типоморфных ± существенных минералов видов (об. %) *	PI 65—90 Q 20—40, редко > Fsp 8—25 M 2—25	PI > 90 Q 20—30, редко > Fsp 0—8 M 0—15	PI > 90 Fsp 0—8 Q 20—60	Q 20—60 10 < PI < 60 90 > Fsp > 40	Q 20—60 10 < PI < 60 90 > Fsp > 40	Q 20—60; 10 < PI < 60 90 > Fsp > 40		
Содержания окислов (вес. %)	SiO ₂	64,00—68,00	64,00—68,00	69,1—76,9	69,25—78,17	69,25—72,9	73,08—78,24	
	TiO ₂	0,2—1,9	0,4—1,0	0,04—0,40	0,07—0,52	0,02—0,60	0,00—0,34	
Al ₂ O ₃	13,8—19,8	13,5—21,7	13,5—16,9	11,37—16,38	12,44—16,38	12,02—14,60		
Fe ₂ O ₃	0,24—3,5	1,3—5,1	0,0—2,9	0,0—2,76	0,17—2,76	0,06—1,33		
Граничные содержания химических компонентов видов	FeO	0,22—5,1	1,4—4,5	0,2—2,5	0,49—2,51	0,49—2,22	0,40—2,25	
	MnO	0,03—0,2	0,05—0,1	0,0—0,1	0,0—0,1	0,01—0,11	0,03—1,01	
	MgO	0,3—3,9	0,9—3,3	0,0—1,5	0,06—1,10	0,40—1,56	0,04—0,94	
	CaO	1,8—6,9	1,7—6,3	0,1—4,1	0,44—3,49	0,44—3,05	0,39—1,95	
	Na ₂ O	1,9—5,2	2,6—7,0	3,2—6,6	1,99—4,23	1,78—4,86	2,22—4,43	
	K ₂ O	1,2—5,3	1,1—3,6	0,5—4,3	2,39—4,51	2,77—6,24	3,46—5,65	
	Na ₂ O/K ₂ O (серия)	0,5—2,8	0,9—3,7	1,2—3,9	3,9—25,0	0,44—1,62	0,4—1,65 Калиево-натриевая	
Важнейшие петрохимические характеристики видов	Калиево-натриевая	Калиево-натриевая	Калиево-натриевая	Натриевая	Калиево-натриевая	Калиево-натриевая		
	$al' = \frac{Al_2O_3}{FeO + Fe_2O_3 + MgO}$ (коэффициент глиноземистости)	1,7—11,4	1,7—3,3	3,2—5,5	2,3—5,8	3,12—16,04	3,20—9,67	6,29 2—00 >10
ВВ ВВ KB	В ВВ	В ВВ	ВВ	ВВ	ВВ KB	ВВ	ВВ KB	
Разновидности видов	1. По характерному существенному или второстепенному минералу		Амфиболовый, биотитовый, пироксен-амфиболовый, амфибол-биотитовый и др.		Амфибол-биотитовый, биотитовый, двуслюдяной, мусковитовый и др.		Амфибол-биотитовый, двуслюдяной, мусковитовый и др.	
2. По составу существенного минерала		а. Полевой шпат		Ортоклазовый, микроклинов		Ортоклазовый, микроклинов		
б. Пироксен		в. Слюда		Аннитовый, сидерофиллитовый		Сидерофиллитовый, мусковитовый, протолитионитовый		
3. По структуре		Порфириовидные, равномернoзернистые, крупно-, средне-, мелко-, тонкозернистые, аплитовидные, пегматоидные, миароловые						
4. По текстуре		Массивные, гнейсовидные, полосчатые, пятнистые						

* В соответствии с диаграммой Штрекайзена, принятой за минералогическую основу выделения видов, содержание Q — в об. % от суммы фельзитических минералов, содержания PI и Fsp — в относит. % от суммы содержаний PI + Fsp.

Классификация и характеристика кислых вулканических пород субщелочного ряда

Классификационные признаки ряда	Граничные содержания (вес. %) SiO_2 $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$																
Семейства горных пород	Трахидацитов		Трахиродацитов		Трахиродацитов		Трахиродацитов		Трахиродацитов		Трахиродацитов (липаритов)						
Граничные содержания для семейств (вес. %) SiO_2 $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$	64—68 >7,5—7,7		68 < SiO_2 < 73 >8,1								>73 >8,1						
Типоморфные ± существенные минералы семейств	Q, Fsp, Pl, ±M		Q, Fsp, Pl		Q, Fsp, Pl		Q, Fsp, Pl		Q, Fsp, Pl		Q, Fsp, Pl						
Виды горных пород	Трахидацит		Щелочнополевошпатовый		Онгонит		Трахиродацит		Щелочнополевошпатовый трахириолит		Онгонит — риолит		Субщелочной трахириолит				
Типоморфные ± существенные минералы видов	Q, Fsp, ±Pl, ±M		Q, Fsp		Q, Fsp, Ab		Q, Fsp, Pl		Q, Fsp		Q, Fsp, Ab		Q, Fsp, Pl				
Граничные содержания типоморфных ± существенных минералов видов (об. %) *	20 > Q > 5 90 > Fsp > 65 35 > Pl > 10		Q > 20 Fsp > 90		Q > 20 Fsp > 10 Ab > 10		Q > 20 10 < Pl < 60 90 > Fsp > 40		Q > 20 Fsp > 90		Q > 20 Fsp > 10 Ab > 10		Q > 20 10 < Pl < 60 90 > Fsp > 40				
Граничные содержания химических компонентов видов (вес. %)	SiO_2	64,0—68,0		68,76—71,92		68,0—73,0		69,0—73,0		74,24—75,31		73,0—76,5		73,0—77,5			
	TiO_2	0,05—1,5		0,13—0,36		0,0—0,1		0,1—0,7		0,06—0,18		0,0—0,1		0,0—1,0			
	Al_2O_3	14,0—18,0		12,66—13,83		14,5—19,0		12,0—16,0		12,91—13,76		12,0—16,5		11,5—15,0			
	Fe_2O_3	0,2—4,0		0,54—2,92		0,2—0,6		0,1—2,5		0,08—1,23		0,0—1,5		0,0—1,7			
	FeO	0,0—5,5		0,40—2,71		0,0—0,9		0,0—2,5		0,66—2,16		0,3—2,0		0,1—2,5			
	MnO	0,0—0,5		0,02—0,11		0,0—0,3		0,0—0,5		0—0,09		0,0—0,3		0,0—0,1			
	MgO	0,1—4,0		0,08—0,66		0,0—0,5		0,0—1,5		0,12—0,23		0,0—0,3		0,0—1,0			
	CaO	0,5—4,5		0,76—1,08		0,0—1,0		0,5—3,0		0,20—0,88		0,1—1,5		0,0—2,5			
	Na_2O	3,5—7,0		0,53—5,93		3,5—7,1		2,6—5,5		3,69—5,81		3,0—6,5		2,0—5,5			
K_2O	3,0—7,0		3,37—9,65		2,5—4,6		3,5—6,5		2,79—4,70		3,5—5,5		3,5—8,0				
Важнейшие петрохимические и геохимические характеристики видов (вес. %)	$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (серия)	0,5—2,0 Калиево-натриевая		0,05—1,75 Калиево-натриевая		0,4—4,0 Калиево-натриевая		0,4—1,5 Калиево-натриевая		0,78—2,1 Калиево-натриевая		0,4—4,0 Калиево-натриевая		0,0—0,4 Калиевая		0,4—1,5 Калиево-натриевая	
	$al' = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}}$ (коэффициент глиноземистости)	1,5—2,0	2—9	2,53—9,09	10—100	1—2	2—10	5,56—6,84	2—10	>10	1—2	>2	2—10	10			
	F+Li				>0,4				>0,4								
Разновидности видов 1. По характерному существенному или второстепенному минералу	Пироксеновый, амфиболовый, биотитовый и др.		Пироксеновый		Слюдяной		Амфиболовый, биотитовый и др.		Слюдяной		Слюдяной		Биотитовый				

* В соответствии с диаграммой Штрекайзена, принятой за минералогическую основу выделения видов, содержание Q — в об. % от суммы фельзических минералов, содержание Pl и Fsp — в относит. % от суммы Pl+Fsp.

2. По составу существующего минерала а. Полевой шпат	Санидиновый, ортоклазовый	Санидиновый	Санидиновый, ортоклазовый, микроклиновый, амазонитовый	Санидиновый, ортоклазовый	Санидин-плагиоклазовый	Санидиновый, ортоклазовый, микроклиновый, амазонитовый	Санидиновый, ортоклазовый
б. Пироксен	Авгитовый, геденбергитовый				Пироксен-плагиоклазовый		
в. Амфибол	Роговообманковый			Гастингситовый			
г. Слюда	Анцитовый, биотитовый		Протолитионитовый, циннвальдитовый, литиево-фенгитовый, мусковитовый	Биотитовый		Протолитионитовый, циннвальдитовый, литиево-фенгитовый, мусковитовый	Биотитовый

3. По структуре
 а. Без вкрапленников
 б. С вкрапленниками
 в. Со стеклом (об., %)

80—100 ($H_2O < 1,0\%$)

($H_2O > 1,0\%$)

50—80

20—50

0—20

Афировый
Порфиновый
 Обсидиан, пемза
 Перлит
 Стекловатый
 Богатый стеклом
 Стеглосодержащий

Классификация и характеристика кислых плутонических пород субщелочного ряда

Классификационные признаки ряда	Граничные содержания (вес. %) SiO_2 $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$	$>64 (\pm 2\%)$ $>7,5-8,1$					
	Типоморфные минералы ряда	Fsp, Pl, Q					
Семейства горных пород	Кварцевых сиенитов	Субщелочных гранитов			Субщелочных лейкогранитов		
Граничные содержания для семейств (вес. %)	SiO_2	64—68	$68 < \text{SiO}_2 < 73$			>73	
	$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$	$>7,5-7,7$	$>8,1$			$>8,1$	
Типоморфные \pm существенные минералы семейств	Q, Fsp, Pl, M	Q, Fsp, \pm Pl			Q, Fsp, \pm Pl		
Виды горных пород	Кварцевый сиенит	Щелочнополевошпатовый гранит	Микроклин-альбитовый гранит	Субщелочной двуполевошпатовый гранит	Аляскит	Микроклин-альбитовый лейкогранит	Субщелочной двуполевошпатовый * лейкогранит
Типоморфные минералы видов	Q, Fsp, Pl, M	Q, Fsp	Q, Fsp, Ab	Q, Fsp, Pl	Q, Fsp	Q, Fsp, Ab	Q, Fsp, Pl

* Термин подлежит обсуждению.

Граничные содержания типоморфных и существенных минералов видов*		20 > Q > 5 90 > Fsp > 65 35 > Pl > 10 > 10	Q — 20—60 Fsp > 90	Q — 20—60 Fsp > 10 Ab > 10	Q — 20—60 10 < Pl < 60 90 > Fsp > 40	Q — 20—60 Fsp > 90	Q — 20—60 Fsp > 10; Ab > 10	Q — 20—60 10 < Pl < 60 90 > Fsp > 40
Граничные содержания химических компонентов видов (вес. %)	SiO ₂	64,0—68,0	70,88—72,15	69,19—72,85	69,40—72,99	73,24—76,35	73,12—76,45	73,04—77,30
	TiO ₂	0,03—1,0	0,20—0,45	Сл.—0,09	0,09—0,50	0,08—0,25	Сл.—0,12	0,01—0,61
	Al ₂ O ₃	14,63—18,8	12,91—14,63	14,78—18,83	12,33—16,58	11,8—14,17	12,01—16,20	11,85—14,92
	Fe ₂ O ₃	0,27—3,6	1,30—1,52	0,06—0,94	0,08—2,45	0,89—1,71	0,03—1,20	0,00—1,72
	FeO	0,07—5,1	1,49—1,72	0,25—0,93	0,00—2,13	0,43—0,73	0,32—3,00	0,20—2,20
	MnO	0,01—0,2	0,06—0,44	0,02—0,33	0,00—0,34	0,02—0,03	0,01—0,21	0,00—0,08
	MgO	0,10—3,3	0,33—0,70	Сл.—0,53	0,05—1,24	0,13—0,20	0,01—0,26	0,00—0,77
	CaO	0,5—3,8	0,98—1,11	0,24—0,93	0,44—2,52	0,5—0,8	0,09—0,54	0,03—1,92
	Na ₂ O	3,8—6,9	3,52—4,46	2,36—7,03	2,60—5,09	(редко 1—1,5)	3,09—6,51	2,22—5,37
	K ₂ O	3,1—6,9	4,21—5,14	2,73—8,55	3,98—6,34	3,46—4,22 4,77—5,00	3,65—5,30	3,96—8,23
Важнейшие петрохимические характеристики видов (вес. %)	Na ₂ O/K ₂ O (серия)	0,74—1,69 Калиево-натриевая	0,62—0,87 Калиево-натриевая	0,4—4,0 Калиево-натриевая	0,43—1,13 Калиево-натриевая	0,72—0,94 Калиево-натриевая	0,4—4,0 Калиево-натриевая	0,22—1,29 Калиево-натриевая
	$al' = \frac{Al_2O_3}{FeO + Fe_2O_3 + MgO}$ (коэффициент глиноземистости)	1,73—8,29 В ВВ	3,62—4,37 ВВ	10—100 КВ	1,92—9,87 ВВ	2—10 ВВ	2—10 ВВ	>10 КВ
Разновидности видов 1. По характерному и существенному минералу		Пироксеновый, амфиболовый, биотитовый, пироксен-амфиболовый, амфибол-биотитовый и др.	Амфиболовый, биотитовый, амфибол-биотитовый и др.	Биотитовый, литионитовый, двуслюдяной, мусковитовый и др.	Амфибол-биотитовый, биотитовый, двуслюдяной, мусковитовый и др.	Амфибол-биотитовый, биотитовый, фаялитовый и др.	Биотитовый, литионитовый, двуслюдяной, мусковитовый, гранатовый, турмалиновый и др.	Амфибол-биотитовый, биотитовый, двуслюдяной, мусковитовый, турмалиновый и др.
	2. По составу существенного минерала а. Полевой шпат	Ортоклазовый, микроклиновый	Ортоклазовый, микроклиновый	Микроклиновый, амазонитовый	Ортоклазовый, микроклиновый	Ортоклазовый, микроклиновый	Микроклиновый, амазонитовый	Ортоклазовый, микроклиновый
б. Амфибол	Гастингситовый	Гастингситовый		Гастингситовый	Гастингситовый		Гастингситовый	
в. Слюда	Аннитовый, сидерофиллитовый	Аннитовый	Цинвальдитовый, лепидолитовый, литиево-фенгитовый, мусковитовый	Сидерофиллитовый, мусковитовый	Аннитовый, сидерофиллитовый	Протолигионитовый, цинвальдитовый, литиево-фенгитовый, мусковитовый	Сидерофиллитовый, мусковитовый	
3. По геохимическим признакам а. С близкими к кларковым содержаниями редких элементов				Стандартный			Стандартный	
б. С повышенными по сравнению с кларковыми содержаниями литофильных редких элементов и фтора			Литий-фтористый			Литий-фтористый		
4. По структуре	Порфиroidные			Рапакиви (вкрапленники КПШ образуют олигоклазом)	Порфиroidные			
5. По текстуре	Равномернозернистые, крупно-, средне-, мелко-, тонкозернистые, аплитовидные, пегматоидные, миароловые, сахаровидные, массивные, гнейсовидные, полосчатые, пятнистые							

* В соответствии с диаграммой Штрекайзена, принятой за минералогическую основу выделения видов, содержание Q — в об. % от суммы фельзитических минералов, содержание Pl и Fsp — в относит. % от суммы содержаний Pl+Fsp.

Классификация и характеристика кислых вулканических пород щелочного ряда

Классификационные признаки ряда	Граничные содержания окислов (вес. %) SiO ₂ Na ₂ O + K ₂ O	>64 (±2) 8,3 ÷ 10,5			
	Типоморфные минералы	alk Py, alk Am, Ag			
Семейства горных пород		Щелочных трахидцитов	Пантеллеритов	Комендитов	
Граничные содержания в семействах (вес. %) SiO ₂ Na ₂ O + K ₂ O		64 ÷ 68 >9,8 ÷ 10,5	68 < SiO ₂ < 73 >9,8 ÷ 8,3	>73 >8,3	
Типоморфные ± существенные минералы семейств		Q, Fsp, M	Q, Fsp, M (энигматит, эгирин-авгит, арфведсонит, фаялит)	Q, Fsp, ±M (эгириин, арфведсонит и др.)	
Виды горных пород		Щелочной трахидациит	Пантеллерит	Комендит	
Типоморфные ± существенные минералы видов		Q, Fsp, M	Q, Fsp, ±M	Q, Fsp, ±M	
Граничные содержания типоморфных минералов видов (об. %) *		20 > Q > 5; Fsp > 90	Q > 20; Fsp > 90; M > 10	Q > 20; Fsp > 90	
Граничные содержания химических компонентов (вес. %)	SiO ₂	64,0—68,0	68,0—73,0	73,0—75,5	
	TiO ₂	0,3—0,8	0,1—0,6	0,0—0,3	
	Al ₂ O ₃	11,0—14,0	7,6—15,0	8,9—12,1	
	Fe ₂ O ₃	2,0—6,0	0,6—6,0	0,6—3,0	
	FeO	1,4—4,0	0,0—7,0	1,0—4,0	
	MnO	0,1—0,2	0,0—0,4	0,0—0,2	
	MgO	0,3—0,8	0,0—0,5	0,0—0,2	
	CaO	0,8—2,5	0,2—1,4	0,1—0,5	
	Na ₂ O	5,5—7,0	5,0—7,5	4,2—6,5	
K ₂ O	3,0—5,0	3,4—5,6	4,2—5,0		
Важнейшие петрохимические характеристики видов	Na ₂ O/K ₂ O (серия)	0,0—0,4	0,4—4,0	0,4—4,0	
		Калиевая	Калиево-натриевая	Калиево-натриевая	Калиево-натриевая
	$Al_2O_3 / (Fe_2O_3 + FeO + MgO)$ (коэффициент глиноземистости)	2—10 ВВ	2—10 ВВ	1—2 В	2—10 ВВ
Разновидности видов		Пироксеновый, амфиболовый, слюдяной и др.	Пироксеновый, амфиболовый, энигматитовый, фаялитовый и др.	Пироксеновый, амфиболовый, энигматитовый и др.	
2. По составу существенного минерала		Санидиновый, анортоклазовый, ортоклазовый			
а. Полевой шпат		Эгириин-авгитовый, эгириновый, натриево-геденбергитовый			
б. Пироксен		Катафоритовый, арфведсонитовый			
в. Амфибол		Аннитовый			
г. Слюда					
3. По структуре		Афировый			
а. Без вкрапленников		Порфиновый			
б. С вкрапленниками					
в. Со стеклом (об. %)		Обсидиан, пемза			
80—100 (H ₂ O < 1,0%)		Перлит			
(H ₂ O > 1,0%)		Стекловатый			
50—80		Богатый стеклом			
20—50		Стеклосодержащий			
0—20					

* В соответствии с диаграммой Штрекайзена, принятой за минералогическую основу выделения видов, содержание Q — в об. % от суммы фельзитических минералов, содержание Pl и Fsp — в относит. % от суммы Pl + Fsp.

Классификационные признаки ряда	Граничные содержания окислов (вес. %)	SiO_2 $\text{Na}_2\text{O} +$ $+ \text{K}_2\text{O}$					$>64 (\pm 2)$ $>8,3-10,5$	
	Типоморфные минералы	Щелочные амфиболы и пироксены, эгидматит						
Семейства горных пород		Щелочных кварцевых сиенитов		Щелочных гранитов		Щелочных лейкогранитов		
Граничные содержания для семейств (вес. %)	SiO_2 $\text{Na}_2\text{O} +$ $+ \text{K}_2\text{O}$	$64-68$ $>9,8-10,5$	$68 < \text{SiO}_2 < 73$ $>9,8-8,3$			>73 $>8,3$		
Типоморфные минералы семейств		Q, Fsp, Ab, M		Q, Fsp, M		Q, Fsp		
Виды горных пород		Нордмаркит	Щелочной кварцевый сиенит	Щелочной щелочнополевощпатовый гранит	Щелочной микроклин-альбитовый гранит	Щелочной аляскиит	Щелочной микроклин-альбитовый лейкогранит	
Типоморфные минералы видов		Q, Fsp, arf (aeg)	Q, Fsp, Ab, aeg (arf)	Q, Fsp, Ab, arf (aeg)	Q, Fsp, Ab arf (aeg)	Q, Fsp	Q, Fsp, Ab,	
9*	Граничные содержания типоморфных \pm существенных минералов видов (об. %) *		Fsp > 90	$20 < Q > 5$ Fsp 65—90	$Q = 20-60$ Fsp > 90 arf (aeg) > 10	$Q = 20-60$ Fsp > 10 Ab > 10	$60 > Q > 20$ Fsp > 90	$60 > Q > 20$ Fsp > 10 Ab > 10

* В соответствии с диаграммой Штрекайзена, принятой за минералогическую основу выделения видов, содержание Q — в об. % от суммы фельзитических минералов, содержание Pl и Fsp — в относит. % от суммы содержаний Pl + Fsp.

Граничные содержания химических компонентов видов (вес. %)	SiO ₂	62,00—66,5	64,00—68,00	68,00—73,00	69,68—73,00	73,00—75,44	73,3—75,28		
	TiO ₂	0,10—1,16	0,03—1,0	0,2—0,43	0,23—0,72	0,04—0,23	0,09—0,31		
	Al ₂ O ₃	15,95—19,17	14,5—19,00	9,35—13,58	5,19—14,59	9,42—13,50	8,83—12,13		
	Fe ₂ O ₃	0,68—2,56	1,0—4,0	1,79—5,04	1,79—13,21	1,82—3,01	1,64—4,36		
	FeO	0,0—3,23	0,3—5,0	0,66—4,96	0,66—4,10	1,08—1,47	0,67—3,31		
	MnO	0,05—0,18	0,01—0,2	0,05—0,41	0,07—0,41	0,05—0,13	0,12—0,25		
	MgO	0,02—1,66	0,1—2,0	0,01—0,10	0,03—0,27	0,04—0,11	0,09—0,30		
	CaO	0,13—2,5	0,1—2,0	0,33—1,43	0,31—0,92	0,33—0,40	0,25—0,62		
	Na ₂ O	4,3—7,35	3,0—10,0	3,66—5,06	3,22—7,52	3,81—5,03	4,61—4,96		
	K ₂ O	3,64—8,0	3,1—5,0	4,35—4,95	0,35—4,86	4,27—4,95	4,14—4,27		
Важнейшие петрохимические характеристики видов (вес. %)	Na ₂ O K ₂ O (серия)	0,4—4 Калиево-натриевая	4—8 Натриевая	0,4—4 Калиево-натриевая	0,84—1,02 Калиево-натриевая	9,2 Натриевая	1,55 Калиево-натриевая	0,89—1,02 Калиево-натриевая	1,11—1,16 Калиево-натриевая
	$al' = \frac{Al_2O_3}{Fe_2O_3 + FeO + MgO}$ (коэффициент глиноземистости)	2,7—9,9 ВВ	2—7,2 ВВ	0,93—5,52 В ВВ	0,29—5,88 В ВВ	2,05—4,59 ВВ	1,11—5,05 В В		
Разновидности видов 1 По характерному существенному или второстепенному минералу	Пироксеновый, амфиболовый, пироксен-амфиболовый		Пироксеновый, амфиболовый, пироксен-амфибол-биотитовый, энigmatитовый и др.	Пироксеновый, амфиболовый, пироксен-амфиболовый, амфибол-биотитовый, пироксен-слюдяной, эльпидитовый и др.	Пироксеновый, амфиболовый, пироксен-амфиболовый, фаялитовый, амфибол-биотитовый, энigmatитовый и др.	Пироксеновый, амфиболовый, пироксен-амфиболовый, пироксен-слюдяной, амфибол-слюдяной			
2. По составу существенного минерала а. Полевой шпат	Ортоклазовый, микроклиновый Анортоклазовый		Микроклиновый	Микроклиновый	Ортоклазовый, микроклиновый, амазонитовый	Микроклиновый			
б. Пироксен	Эгириин-авгитовый, эгириновый		Эгириновый						
в. Амфибол	Катафоритовый, арфведсонитовый, эккерманитовый		Катафоритовый, арфведсонитовый, рибекитовый	Арфведсонитовый, рибекитовый	Катафоритовый, арфведсонитовый, рибекитовый	Арфведсонитовый, рибекитовый			
г. Слюда	Аннитовый			Аннитовый, полилитнионитовый	Аннитовый	Аннитовый, полилитнионитовый			
3. По структуре	Порфириовидные, равномернoзернистые, крупно-, средне-, мелко-, тонкозернистые, аплитовидные, пегматоидные, миароловые, гранофировые, сахаровидные								
4. По текстуре	Массивные, гнейсовидные, полосчатые, слоистые, пятнистые								

нералогически эти ряды весьма похожи, хотя иногда породы субщелочного петрохимического ряда отличаются от нормального преобладанием щелочных (кальевых и кальево-натриевых) полевых шпатов над плагиоклазами. Если для кислых пород щелочного ряда имеются признаки образования в первую очередь в щелочных условиях (например, по экспериментальным данным [Bailey, 1969], типичный минерал этих пород — эгирин — может кристаллизоваться только из расплавов с содержанием реального натриевого метасиликата), то в субщелочной ряд объединены породы, образующиеся как в условиях повышенных значений химических потенциалов калия и натрия (парагенезис $Gsp+Bt+Q$ без плагиоклаза) [Коржинский, 1957], так и в резко кислотных условиях (литий-фтористые граниты и онгониты) [Коваленко, 1977].

Как уже отмечалось, по соотношению содержаний SiO_2 и (Na_2O+K_2O) кислые магматические породы разделены на семейства (см. рис. 1). Фактически каждое семейство, определяемое как геометрическое место точек составов пород на диаграмме $SiO_2-(Na_2O+K_2O)$, выявляется при заданных для каждого ряда значениях содержаний (Na_2O+K_2O) и SiO_2 . По содержанию SiO_2 группа кислых магматических пород разделена на три подгруппы (64—68%; 68—73% и более 73%), границы между которыми часто являются и границами семейств. Границы семейств по содержанию (Na_2O+K_2O) проведены с учетом границ рядов и с учетом границ составов некоторых традиционных семейств и видов пород (например, плагиогранитов).

В соответствии с систематикой, приведенной в гл. I, для вулканических пород границы подгрупп по SiO_2 и (Na_2O+K_2O) на этой диаграмме установлены графически между выявленными статистическими максимумами [Петрова, 1972]. По SiO_2 они близки к установленным в 1933 г. Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом, но отличаются появлением четкого дополнительного раздела на уровне 73% SiO_2 . Имеющийся большой фактический материал по химизму плутонических кислых пород не противоречит указанным разделительным линиям по содержанию кремнезема [Изох, Налетов, 1974].

Для плутонических пород нормального петрохимического ряда выделены следующие семейства (см. табл. 17): 1) гранодиоритов; 2) низкощелочных гранитов; 3) гранитов; 4) лейкогранитов. В субщелочной ряд плутонических пород включены соответственно семейства (см. табл. 19): 1) кварцевых сиенитов, 2) субщелочных гранитов и 3) субщелочных лейкогранитов, а в щелочной ряд плутонических пород — семейства (см. табл. 21): 1) щелочных кварцевых сиенитов, 2) щелочных гранитов и 3) щелочных лейкогранитов. Для вулканических пород (табл. см. 16, 18, 20) также выделены семейства. Для пород нормального ряда это семейства: 1) дацитов, 2) низкощелочных риодацитов, 3) риодацитов, 4) риолитов (липаритов)*; для пород субщелочного ряда семейства: 1) трахидацитов, 2) трахириодацитов, 3) трахириолитов (липаритов); для пород щелочного ряда семейства: 1) щелочных трахидацитов, 2) пантеллеритов и 3) комендитов.

Как уже отмечалось, границы между подгруппами гранитных пород по содержанию кремнезема в 64% и 73% проведены исходя из анализа фактического материала. Отметим, что граница 73% SiO_2 для унифицированности классификации продолжена и в область щелочных

* Терминологической комиссией Петрографического комитета ОГГГ АН СССР рекомендуется применять термин «риолит» вместо устаревшего в международном масштабе синонима «липарит».

кислых пород, хотя разделение стекловатых пантеллеритов и комендитов, по мнению ряда специалистов, следует проводить по наклонной граничной линии, проходящей через точки с координатами на рис. 1 $\text{SiO}_2=73$, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=11$; $\text{SiO}_2=70,6$, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=8,9$ [Mac Donald, Bailey, 1973].

В связи с тем, что кислые магматические породы характеризуются довольно выдержанным минеральным составом, ассоциации типоморфных минералов семейств часто оказываются близкими (см. табл. 16—21). Ассоциации типоморфных и существенных минералов, как указывалось, позволяют выделить виды кислых магматических пород (см. рис. 11 и табл. 16—21). В нормальном ряду плутонических кислых пород (см. табл. 17) семейство гранодиоритов включает гранодиорит ($\text{Q}+\text{Pl}+\text{Fsp}+\text{M}$) и тоналит ($\text{Q}+\text{Pl}+\text{M}$), семейство низкощелочных гранитов — плагиогранит ($\text{Q}+\text{Pl}\pm\text{Fsp}$) и низкощелочной гранит ($\text{Q}+\text{Pl}+\text{Fsp}$), а семейства гранитов и лейкогранитов — одноименные виды гранита ($\text{Q}+\text{Fsp}+\text{Pl}$) и лейкогранита ($\text{Q}+\text{Fsp}+\text{Pl}$). Для вулканических пород нормального ряда (см. табл. 16) выделены виды: дацит (семейство дацитов), плагиориодацит, низкощелочной риодацит (семейство низкощелочных риодацитов), риодацит (семейство риодацитов) и риолит (липарит) в одноименном семействе.

Кислые магматические породы субщелочного ряда разделены на следующие виды. Для плутонических пород (см. табл. 19) это кварцевый сиенит (семейство кварцевых сиенитов), щелочнополевошпатовый, микроклин-альбитовый и субщелочной двуполевошпатовый граниты (семейство субщелочных гранитов), аляскит, микроклин-альбитовый и субщелочной двуполевошпатовый лейкограниты (семейство субщелочных лейкогранитов). Среди вулканических пород рассматриваемого ряда (см. табл. 18) петрохимическими аналогами перечисленных видов плутонических пород являются трахидацит из одноименного семейства, щелочнополевошпатовый трахириодацит, онгонит, трахириодацит (семейство трахириодацитов), щелочнополевошпатовый трахириолит, онгониториолит, субщелочной трахириолит (семейство трахириолитов).

Кислые магматические породы щелочного ряда включают следующие виды. Плутонические породы (см. табл. 21) содержат щелочной кварцевый сиенит и нордмаркит из семейства щелочного кварцевого сиенита; щелочной щелочнополевошпатовый гранит и щелочной микроклин-альбитовый гранит из семейства щелочных гранитов; щелочной аляскит и щелочной микроклин-альбитовый лейкогранит из семейства щелочных лейкогранитов. Для кислых щелочных вулкаников (см. табл. 20) виды полностью совпадают с соответствующими семействами: щелочной трахидацит, пантеллерит и комендит.

В табл. 16—21 представлены граничные содержания типоморфных минералов видов и интервалы содержаний главных породообразующих оксидов. Общий химизм породы имеет большое значение для отнесения к различным видам вулканических пород, поскольку часто химический состав плутонических и вулканических аналогов видов кислых пород близок. Такими аналогами для пород нормального ряда являются плагиогранит — плагиориодацит, низкощелочной гранит — низкощелочной риодацит, гранит — риодацит, лейкогранит — риолит (липарит); для субщелочного ряда кварцевый сиенит — трахидацит, щелочнополевошпатовый гранит — щелочнополевошпатовый трахириодацит, микроклин-альбитовый гранит — онгонит, субщелочной двуполевошпатовый гранит — субщелочной трахириодацит и т. д. (см. табл. 16—21). К сожалению, далеко не всегда виды значительно различаются между собой по химическому составу. Минеральный состав является главным признаком

вида. Опытным петрографам удается оценить его и во многих вулканических породах. Когда это сделать невозможно, приходится ограничивать диагностику пород определением их семейств.

Наряду с общим химическим составом виды охарактеризованы значениями важнейших петрохимических параметров, к которым отнесены: 1) соотношение $\frac{Na_2O}{K_2O}$, характеризующее калиевую, калиево-натриевую и натриевую серии кислых магматических пород; 2) соотношение $al' = \frac{Al_2O_3}{Fe_2O_3 + FeO + MgO}$, названное нами коэффициентом глиноземности: высокоглиноземистые (в; $al' = 1-2$); весьма высокоглиноземистые — (вв; $al' = 2-10$); крайне высокоглиноземистые (кв; $al' > 10$). Этот коэффициент (индекс петрохимической лейкократовости) отражает соотношение полевошпатовой и темноцветной составляющей в минеральном составе кислых пород.

Граничные значения величины $\frac{Na_2O}{K_2O}$ для указанных выше серий пород приняты в соответствии с реальным распределением составов пород. В интервал величин этого отношения 0,4—4,0 попадает подавляющее количество известных составов кислых магматических пород, в том числе из генетически связанных серий пород. Мы не считали возможным расчленять эту компактную по распределению величин $\frac{Na_2O}{K_2O}$ группу кислых пород и отнесли ее целиком к калиево-натривой серии. Соответственно породы, характеризующиеся значениями $\frac{Na_2O}{K_2O} > 4,0$ — к натривой, $\frac{Na_2O}{K_2O} < 0,4$ мы отнесли к калиевой серии, а при

серии. Кислые породы калиевой и натривой серий значительно меньше распространены в природе, чем породы калиево-натривой серии.

Наиболее распространенными разновидностями для всех видов кислых магматических пород являются калиево-натриевые и весьма высокоглиноземистые (см. табл. 16—21). Реже проявляются натриевые (плагиограниты — плагиориодациты; щелочные кварцевые снениты) и калиевые серии (граниты — риодациты, лейкограниты — риолиты, субщелочные двуполевошпатовые лейкограниты — субщелочные трахириолиты; щелочные трахидациты).

Вид гранодиоритов бывает высоко-, весьма высоко- и крайне высокоглиноземистым, тоналит — высоко- и весьма высокоглиноземистым. Аналогичные вариации характеристики al' имеют место в виде дацита. Остальные виды кислых магматических пород нормального ряда характеризуются весьма высоко- и крайне высокоглиноземистым составом. Для субщелочного ряда крайне высокоглиноземистый состав особенно типичен для видов микроклин-альбитовых гранитов и двуполевошпатовых лейкогранитов, а также для онгонитов и онгонит-риолитов. Эти породы отнесены к ассоциации литий-фтористых гранитов и онгонитов [Коваленко, 1977; Коваленко, Н. Коваленко, 1976]. Остановимся на характеристике этих сравнительно новых пород несколько подробнее. Они не имеют ничего общего со щелочными породами, кроме повышенных содержаний $Na_2O + K_2O$, и, как показано в цитированных выше работах, образуются в весьма кислотной обстановке. Литий-фтористые граниты и их субвулканические аналоги — онгониты, с одной стороны, и щелочные кислые породы, с другой являются по многим признакам геохимическими антиподами. Характерной чертой видов онгонитов и гранитов, входящих в состав ассоциации литий-фтористых гранитов, является наличие альбита и калиевого полевого шпата (см.

табл. 21). Петрохимически эти породы отличаются от большинства известных составов кислых пород предельно высоким коэффициентом глиноземистости (с величиной $Al_2O_3/FeO + Fe_2O_3 + MgO$, равной 20—100), что может служить главным петрохимическим признаком при выделении этих пород. Распространение видов онгонитов и микроклин-альбитовых литий-фтористых гранитов и лейкогранитов не менее широкое, чем распространение многих щелочных пород, специально выделенных в петрографической номенклатуре и во всех классификациях магматических пород, в том числе и отечественной. Виды литий-фтористых микроклин-альбитовых гранитов и онгонитов важны не только как примеры своеобразных кислых пород со специфическими минералами, химическим составом, структурами и текстурами, но и как породы, потенциально рудоносные на многие литофильные редкие элементы. Ряд исследователей относят литий-фтористые граниты к послемагматическим метасоматическим породам. Не исключая в принципе такой возможности, отметим, что все же большинство литий-фтористых гранитов характеризуется всеми признаками магматических пород [Коваленко, 1977]. Показательно, что литий-фтористые граниты имеют свои субвулканические аналоги (онгониты), к которым близки известные топазсодержащие риолиты и их стекла запада США [Shawe, Bernolds, 1966], а также Центральной Монголии [Коваленко и др., 1979].

В предлагаемой классификации кислых магматических пород разновидности выделены по характерному существенному ($<10\%$) или второстепенному минералу (пироксеновые, амфиболовые, биотитовые и т. п.), по составу и структуре существенного и второстепенного минералов (санидиновые, ортоклазовые, микроклинитовые, амезонитовые, диопсидовые, авгитовые, гастингситовые, сидерофиллитовые, эгириновые, арфведсонитовые, циннвальдитовые, лепидолитовые и др.), а также по структуре и текстуре пород. По структуре плутонические породы подразделяются на порфириовидные и равномернозернистые, крупно-, средне-, мелко-, тонкозернистые, аплитовидные, пегматондные и т. п., по текстуре — массивные, гнейсовидные и т. п. Специальной структурной разновидностью вида субщелочного гранита является гранит рапакиви.

Структурные разновидности кислых вулканических пород могут быть порфириовыми и афировыми. По содержанию стекла в основной массе эти породы [Streckeisen, 1978] разделены на: 1) стекла: обсидианы, пемзы и перлиты (80—100% стекла); 2) стекловатые (50—80% стекла); 3) богатые стеклом (20—50% стекла); 4) стеклосодержащие (0—20% стекла).

Проведенные в последние годы исследования [Наседкин, 1963; 1975] показали, что физические свойства стекол (окраска, твердость) зависят от содержания в стекле воды. По этому признаку все кислые стекла целесообразно разделить на обсидианы и перлиты. К обсидианам следует относить стекла, содержащие менее 1% H_2O , к перлитам — более 1% воды. Перлит и обсидиан могут встречаться совместно в пределах одного штуфа.

Для субщелочных пород выделены разновидности по геохимическим признакам: литий-фтористый, стандартный [Коваленко, 1977] и др. (см. табл. 19).

Уместно напомнить (см. гл. II), как в соответствии с предлагаемой классификацией конструировать название магматических кислых пород. Названия важнейших видов кислых горных пород приведены в табл. 16—21, из которых следует, что основу названий большинства видов кислых горных пород, поскольку они практически не имеют собст-

венных названий, как, например, некоторые основные породы (муджирит, шошонит, гавайит и др.), составляет название семейства, которое отражает принадлежность к классу, группе и ряду. Таким образом, в названии вида чаще всего входит название семейства и специфика минерального состава. В более редких случаях имеются собственные названия видов (пантеллерит, комендит, аляскит, онгонит). Для полной характеристики видов в некоторых специальных случаях (например, при металлогенических исследованиях) желательно приводить полное название пород. Например, «щелочной гранит калиево-натриевый высокоглиноземистый». Если петрохимическая характеристика породы достаточна только для выделения серий, то порода называется «щелочной гранит калиево-натриевый».

Название разновидностей строится таким образом, чтобы их ранговая характеристика была перед названием вида или семейства. Например, порфиновый биотитовый субщелочной рнолит (с дополнением, если нужно, калиево-натриевый высокоглиноземистый) и т. п.

При диагностике кислых стекол к традиционным названиям «обсидиан», «перлит» и т. п. рекомендуется добавлять в качестве прилагательного название рнолитовый (липаритовый) обсидиан калиево-натриевый высокоглиноземистый. При более общей характеристике стекол можно использовать термины с приставкой гиало (гиалотрахидациит калиево-натриевый высокоглиноземистый и т. п.).

В заключение отметим, что имеются некоторые расхождения между петрохимической номенклатурой кислых магматических пород и рекомендованной [Классификация..., 1975] по количественно-минеральному составу, где в поле 4 (см. рис. 10, а) показан лишь гранодиорит и не указан гранит, имеющий те же соотношения силикатных минералов. Вместе с тем такое понятие, как «гранодиорит», петрохимически определяется содержанием SiO_2 64—68%, а гранит со сходными соотношениями силикатных минералов содержит более 70% SiO_2 . Этот факт требует внесения некоторых уточнений в диаграмму гранитоидов по количественно-минеральному составу, рекомендованному в международном масштабе, а именно: следует показать существенно плагиоклазовый гранит (как это делалось М. П. Кетрис и Б. К. Львовым [1968]), наряду с гранодиоритами (как это принято на классификационной диаграмме [Классификация..., 1975]). Подобное уточнение своевременно было сделано в поле 5, где наряду с тоналитами показаны плагиограниты, имеющие одинаковые соотношения силикатных минералов, но, так же как гранодиориты и существенно плагиоклазовые граниты, различающиеся по составу плагиоклаза и содержанию цветных минералов.

Противоречие проявляется и в том, что в связи с довольно широкими вариациями содержания кварца во многих видах кислых магматических пород каждое из семейств гранодиоритов — тоналитов, гранитов и лейкогранитов, выделенное по содержанию SiO_2 , теоретически может включать все минералогические виды рис. 10. В реальных природных составах кислых магматических пород нормального ряда это противоречие почти не проявляется, поскольку в них, как правило, рост содержания SiO_2 сопровождается уменьшением отношения плагиоклаза к щелочному полевому шпату, т. е. петрохимический переход от гранодиорита к граниту и лейкограниту коррелируется с уменьшением содержания плагиоклаза и увеличением концентрации калиевого и калиево-натриевого полевого шпата. Исключением из этой корреляции являются гранитоиды, которые в семействе гранодиоритов — тоналитов названы тоналитами, а среди гранитов выделены в се-

мейство собственно плагногранитов. В некоторых случаях отмечаются также соотношения фельзитических минералов в кислых породах, характерные для вида гранодиорита, хотя содержание SiO_2 в них выше 68%. Таких случаев немного, но они есть. В связи с чем предложенную классификацию следует рассматривать как статистически обобщенную. Дальнейшее развитие рассматриваемой классификации должно быть направлено на уточнение конкретных корреляционных связей между минеральным и химическим составом кислых магматических пород и на выявление средних химических и минеральных составов и важнейших разновидностей таких пород.

Глава VII

КЛАССИФИКАЦИЯ И НОМЕНКЛАТУРА ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД

В Советском Союзе широко развиты вулканогенные обломочные образования различного возраста (от раннего докембрия до современного). Геологи, проводящие детальные геологические исследования в различных регионах, постоянно сталкиваются с необходимостью их диагностики. Как известно, в разные годы опубликовалось множество различных классификаций этих пород по тем или иным районам [О принципах..., 1959; Классификация..., 1962; Фролов, 1967 и др.]. Очевидно, назрела необходимость разработки и принятия единой классификации и номенклатуры. В 1959 г. на I Всесоюзном вулканологическом совещании в Ереване была избрана Межведомственная комиссия по классификации вулканогенных обломочных горных пород, которая на основании опубликованных данных предложила проект классификации и разослала его в научно-исследовательские институты, производственные организации и высшие учебные заведения. В многочисленных коллективах прошло обсуждение проекта и поступило множество предложений. На основе рассуждения всех полученных материалов в 1962 г. была опубликована «Классификация вулканогенных обломочных пород [1962]», которая сыграла положительную роль, поскольку была первой в мировой практике подобной классификацией, составленной с использованием большого фактического материала. Еще позднее поступившие рекомендации были учтены в опубликованной в те же годы монографии Е. Ф. Малеева «Вулканокластические горные породы [1963]».

Широкое изучение вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций в Советском Союзе и за рубежом способствовало возникновению новых терминов и понятий. Установление А. Ритманом [1964] гналокластитов как нового типа вулканитов привело к многочисленным находкам этих пород. Как известно, систематическое положение гналокластитов и их генезис обсуждались на Международном симпозиуме в Италии в 1961 г. [Влодавец, 1962].

Появилась также необходимость в выделении особой группы осадочных пород, возникших из переработанного пирокластического материала (тефры). Этому вопросу, а также разработке классификации других типов вулканогенно-осадочных пород был посвящен Всесоюзный семинар в Тбилиси в 1968 г., где был подведен итог исследованиям в этой области [Классификация..., 1970]. Несомненно, решение Тбилисского семинара имело положительное значение, и его рекомендации стали использоваться геологами в их практической работе, что было отмечено на III Всесоюзном семинаре, происходившем в 1972 г. в Петрозаводске. Однако это решение нельзя считать исчерпывающим problemu. Необходимо было продолжить работу по совершенствованию классификации и устранению разногласий.

В 70-х годах на Камчатке и Курильских островах большое внимание уделялось изучению лавокластитов, своеобразных обломочных пород лавовых куполов и потоков. Это потребовало расширения принятых классификацией. Более полная классификация вулканокластических пород, в которую вошли лавокластиты и гналокластиты, и клас-

сификация вулканогенно-осадочных пород, включившая тефроиды и уточнившая терминологию туффитов и вулканогенно-терригенных пород, была опубликована Е. Ф. Малеевым [1975].

В 1975 г. в составе Терминологической комиссии Петрографического комитета была организована рабочая группа по вулканокластическим и смешанным вулканогенно-осадочным породам, которая под председательством Е. Ф. Малеева в составе В. П. Петрова, М. А. Петровой, В. Т. Фролова, И. В. Хворовой, М. Н. Щербаковой возобновила разработку единой классификационной схемы, отвечающей представлениям сегодняшнего дня, а также доведения ее до мирового стандарта. Именно поэтому в настоящее время деятельность рабочей группы Советского Союза протекает в тесном контакте с соответствующей Международной рабочей группой, существующей в рамках Международной подкомиссии по систематике магматических пород. Возглавляет Международную рабочую группу доктор Р. Шмид из Института кристаллографии в г. Цюрихе.

В течение 1975—1978 гг. в Советском Союзе было проведено несколько заседаний, на которых принято согласованное решение о принципах классификации и номенклатуры вулканогенных обломочных пород и разработана система классификационных признаков и структурных градаций вулканокластических и смешанных вулканогенно-осадочных пород.

Терминологическая комиссия Петрографического комитета видит свою дальнейшую задачу по разработке и совершенствованию классификации во всестороннем обсуждении своих предложений с привлечением максимально широкого круга специалистов, занимающихся проблемами вулканогенно-осадочного литогенеза. Краткая информация о разработке советских предложений, переданных на обсуждение в Международную рабочую группу, была сделана на III Всесоюзном палеовулканическом симпозиуме в Новосибирске в ноябре 1977 г. После этого совещания в терминологическую комиссию поступило много писем, авторы которых сделали целый ряд ценных замечаний, а также внесли новые интересные предложения. Многие из этих предложений в той или иной степени учтены. В первую очередь это предложения И. В. Луцицкого (Москва), Г. М. Власова (Хабаровск), А. В. Вана (Новосибирск), Е. С. Контаря (Свердловск), В. П. Ситникова (Улан-Удэ), Е. А. Белгородского (Челябинск).

Рабочая группа Терминологической комиссии Петрографического комитета при рекомендации классификации и номенклатуры исходила из следующего:

1. В основу классификации кладутся петрографические принципы.
2. Главное разделение вулканокластических и смешанных вулканогенно-осадочных пород проводится по крупности обломков, химическому составу и агрегатному состоянию (кристаллы, кристаллические фрагменты, стекло, обломки лавы).

Основным признаком разделения вулканогенных обломочных пород принята их гранулометрическая характеристика, определение которой не вызывает затруднений, о чем свидетельствует утвердившаяся и апробированная временем гранулометрическая классификация терригенных обломочных пород. Размерность обломков породы не зависит от их природы — вулканогенной или осадочной, поэтому для них предлагается выделять одинаковые гранулометрические подразделения, как общие, так и дробные. Тогда отпадает возможность разного толкования наименования структур независимо от того, имеем мы дело с породой вулканогенной или осадочной.

Псаммитовый и алевроитовый	0,5—2 0,25—0,5 0,1—0,25	При необходимости подразделяются на агломератовые, псефитовые, псаммитовые	Туфы алевроитовые, псаммитовые	Туфы псаммитовые	Вулканический песок (тефра псаммитовая)	Туффиты псаммитовые	Туфопесчанки псаммитовые	Песок
Алевроитовый и пелитовый	0,1 (0,05) — 0,01 и <0,01		Туфы алевроитовые и пелитовые	Туфы псаммитовые	Вулканическая шпаль	Туффиты алевроитовые и пелитовые	Туфоалевролиты и туфопелиты алевроитовые и пелитовые	Алевроит и пелит

Рассмотрены примеры, в которых осадочный компонент представлен обломочным материалом.

Название породы должно определяться по фракции с одинаковыми размерами зерен, составляющей более 50% объема породы (без цемента). В случае если в породе отсутствуют отдельные фракции, превышающие 50%, тогда порода может иметь смешанное (двойное или тройное) название, например «крупно-грубопсефитовая кластолава».

Петрографическая классификация основывается как на структурных признаках, так и на минерало-петрографическом составе, что также однозначно устанавливается визуально и в шлифах.

3. Вулканокластические породы разделяются на шесть групп: 1) кластолавы с лавовым цементом; 2) лавокластолиты с гидрхимическим цементом; 3) пирокластолиты (туфы сваренные, спекшиеся); 4) пирокластолиты уплотненные и сцементированные гидрхимически; 5) пирокластический материал нелифифицированный (тефра); 6) осадочно-пирокластические (ортотуффиты). Пирокластоосадочные (паратуффиты) относятся к вулканогенно-осадочным породам.

4. Вулканокластические и смешанные вулканогенно-осадочные образования разделяются также в зависимости от присутствия цемента и характера цементации на нелифифицированные, сцементированные гидрхимически (туфы, туффиты), спекшиеся (игнимбриты, агглютинаты), сцементированные лавой (лавобрекнии, кластолавы).

5. При гранулометрическом делении вулканокластических и смешанных вулканогенно-осадочных пород принята десятичная система: меньше 0,1 (0,05); 0,5—2; 2—10; 10—50; 50—200; больше 200 мм.

6. Термин «туф» не ограничивается крупностью обломков. Размерность обломков туфов определяется прилагательными: пелитовый, алевроитовый, псаммитовый, псефитовый, агломератовый и уточняющими прилагательными, например, мелкопсефитовый (мелколапиллиевый).

7. Каждая группа вулканокластических и смешанных вулканогенно-осадочных пород (туфы, туффиты и т. д.) классифицируется по одному принципу.

Существо классификации сведено в табл. 22.

Вулканокластические породы — термин предложен В. И. Влодавцем в 1959 г. [Влодавец, 1959] и независимо от него Е. Ф. Малеевым в 1959 г. [Малеев, 1959]. Этим термином определяются вулканические горные породы и осадки обломочной структуры, состоящие полностью или существенно (более 50%) из эффузивного и эксплозивного материала с лавовым и гидрохимическим цементом, литифицированные (в том числе сваренные и спекшиеся, уплотненные и цементированные гидрохимически) и нелитифицированные.

Целесообразность использования данного термина обусловлена тем, что в термин «пирокластические породы» стали вкладывать понятие слишком широкое, не соответствующее его первоначальному смыслу.

Среди вулканокластических (вулканогенно-обломочных) пород предлагается различать эффузивно-обломочные (лавокластолиты) и эксплозивно-обломочные (пирокластолиты, тефра).

Эффузивно-обломочные породы с лавовым цементом

Эффузивно-обломочные породы — это вулканокластические горные породы, состоящие полностью или существенно (более 50%) из лавового обломочного материала. Среди эффузивно-обломочных пород выделяются лавобрекчии, кластолавы, туфолавы, автомагматические брекчии.

Лавобрекчии — горные породы, состоящие из обломков лавы с лавовым цементом. Лава, цементирующая лавовые обломки, не отличается от них по составу, структуре или текстуре.

Синонимом термина «лавобрекчия» является «автобрекчия» (аутоссам), подчеркивающего, что сама лава (еще жидкая внутри потока) цементирует раздробленную (взломанную) лаву уже застывшей части того же потока. Из толкования этого термина следует, что он генетический, поэтому в данной классификации не используется.

Лавобрекчии относятся преимущественно к крупно-грубопсефитовым образованиям.

Кластолава — термин предложен Е. Ф. Малеевым в 1959 г. [Малеев, 1959] для горных пород, состоящих из обломков лавы, цементированных лавой, отличающейся от обломков по химическому составу, структуре или текстуре. В кластолавах количество обломочного материала доходит до 30%, изредка более. Среди кластолав различают глыбовые (более 200 мм), агломератовые (50—200 мм) и крупнопсефитовые (менее 50 мм) накопления. Более тонкие разновидности кластолав пока не описаны.

Туфолавы — термин был предложен Абихом в 1882 г. [Abich, 1882] для горных пород, в мелкопористой стекловатой связующей массе которых различаются кристаллы и обломки пемзы (вулканические стекла). Количество обломочного материала доходит до 30%. Стекло связующей массы имеет гиалиновую структуру, свойственную лавам. Особенность структуры — наличие тонких сплюснутых линз шлака, ориентированных согласно с флюидалной текстурой породы. Встречаются линзы гиалопилитовой структуры без вкрапленников [Кетрис, Львов, 1968].

В 1963 г. Межведомственной комиссией было предложено следующее определение туфолав: «Название применяется к лавокластическим породам, общим признаком которых является флюидалность це-

ментирующей лавы и наличие обломков размером до 10 мм». Таким образом, использование термина «туфолавы» ограничивалось мелкопесчаными размерами обломков. По данным Е. Ф. Малеева [1975], встречаются и более грубые (грубопесчанистые) разновидности туфолав.

Для туфолав, как и для игнимбритов (см. ниже), существует большое количество местных и излишних терминов, что связано с неясной природой этих образований.

Автомагматические брекчии — термин предложен Е. Б. Яковлевой в 1963 г. [Яковлева, 1963]. Автомагматические брекчии состоят из значительного количества крупных идиоморфных, а нередко также осколчатых и оплавленных минералов и скрепляющего их цемента лавового облика. Наряду со значительным количеством зерен минералов в большем или меньшем количестве присутствуют обломки разнообразных пород. Вкрапленники минералов и их осколки составляют до 50% в породе, лишь в наиболее кислых разностях их количество уменьшается до 30—40% объема.

Для автомагматических брекчий характерно присутствие таких комбинаций минералов, которые не отвечают обычному магматическому расплаву; значительно и несоответствие состава вкрапленников и состава связующей массы. Рассматриваемым породам свойственна резко выраженная флюидалность. Первичный стекловатый базис в результате процессов девитрификации представляет собой кварц-полевошпатовый агрегат. В связующей массе встречаются фьяммевидные линзы, ориентированные согласно с флюидалностью.

Химический состав автомагматических брекчий колеблется от риолитового до андезитового. Состав цементирующей массы во многих случаях сходен и приближается к эвтектическим гранитам.

Среди автомагматических брекчий, как это предлагалось Е. Б. Яковлевой [1963], по структурным признакам могут быть выделены две разновидности: 1) породы «туфовидные», состоящие из осколков фенокристаллов, иногда полнокристаллических сростков и основной массы с микропойкилитовой структурой, типичной для лав; 2) породы, обладающие лавовым обликом, порфировой структурой с микропойкилитовой основной массой, типичной для лав.

Автомагматические брекчии трудно диагностируются. Наличие в них значительного количества осколков минералов заставляло многих исследователей относить эти образования к кристаллотуфам. Присутствие в наиболее кислых разностях фьяммевидных линз стекла, а также постепенность переходов от пород с пепловидными структурами к породам с тонкофлюидалной цементирующей массой делает их очень похожими, а иногда неотличимыми от игнимбритов, спекшихся туфов и туфолав. Однородность размеров зерен, а также наличие среди них наряду с осколками и идиоморфными формами зерен округло-сплавленной формы, обусловленной оплавлением и коррозией вкрапленников, привело к тому, что в некоторых случаях их ошибочно относили к туффитам и туфопесчанникам. Автомагматические брекчии большим количеством фенокристаллов также напоминают интрузивные породы.

Поскольку термин «автомагматическая брекчия» введен в предлагаемую классификационную схему, постольку приходится оговориться, что настоящая классификация касается главным образом пород, принадлежащих поверхностным фациям, однако, как установлено, автомагматические брекчии локализуются также на субвулканическом уровне глубинности. Подобные породы не рассматриваются в классификационных схемах plutонических пород, и если их не рассмотреть

в данной классификации, они останутся вне поля внимания, так как специальная классификация субвулканических пород пока не предлагается.

Эффузивно-обломочные породы с гидрoхимическим цементом и нелитифицированные

Эффузивно-обломочные породы с гидрoхимическим цементом объединяют лавокластиты и гналокластиты.

Лавокластиты — термин, впервые использованный Е. Ф. Малеевым в 1975 г. По его представлению, лавокластиты — это вулканокластические горные породы, состоящие из лавовых обломков (раздробленных), цементирующихся гидрoхимически. Форма их разнообразная: наряду с фигурными (шары, подушки, караваи и пр.) много угловатых обломков с рваными краями, шероховатой поверхностью; встречаются обломки в виде плит. Размер обломочного материала колеблется в широких пределах: от 0,1—0,2 до 1—1,5 и даже 3—5 м. Таким образом, лавокластиты относятся к агломератовым образованиям. Более тонкообломочные — мелкопсефитовые и псаммитовые и тем более алевритовые и пелитовые — разновидности лавокластитов пока не описаны.

Подразделение лавокластитов может проводиться по химическому составу обломков. По преобладающим обломкам среди лавокластитов различаются базальтовые, андезитобазальтовые и андезитовые разновидности. Более кислые разновидности лавокластитов не описывались.

Известны нелитифицированные эффузивно-обломочные накопления, представляющие собой свал глыб. Главная особенность материала — разная крупность обломков и часто высокая степень их окисленности. Форма обломков остроугольная, иногда с «рваными краями». Встречаются как псефитовые, так и псаммитовые разновидности. По составу они разделяются на базальтовые, андезитовые, дацитовые и риолитовые.

Гналокластиты — термин введен А. Ритманом в 1960 г. [Ритман, 1964]. Гналокластиты — несортированные породы, состоящие из обломков стекловатых лав, в других случаях — из стекла и сфероидов, беспорядочно расположенных в связующей массе. Вместе со стеклом иногда присутствует небольшое количество кристаллов. Связующая масса состоит также из обломков стекла, разнообразных по форме. Иногда стекло пузыристое.

По размерности обломков гналокластиты подразделяются на псаммитовые и мелкопсефитовые. Гналокластиты образованы стеклами разного состава — преимущественно основного (базальтового). Однако описаны гналокластиты и со стеклом андезитового, дацитового и трахиандезитового состава.

Термин «гналокластит» является достаточно широким. Возможны подразделения с использованием предложенных ранее специальных названий, которые, однако, должны быть связаны с термином «гналокластит». И. В. Хворовой было предложено среди гналокластитов различать «сфероидные гналокластиты» и «везикулярные гналокластиты» [Хворова и др., 1974].

Термин «сфероидный гналокластит» используется для обозначения пород, состоящих из шаровидных и несколько уплотненных сфероидов со скорлуповатой отдельностью и небольшого количества обломков. Величина обломков 1—10 мм, сфероидов от 1—4 до 15—20 см. Заключены они в мелкообломочной массе. Сфероиды и обломки почти полностью состоят из стекла, лишь изредка в нем присутствуют мелкие

кристаллы. Связующая масса также образована обломками стекла (размером 2—3 мм и меньше), разнообразными по форме: угловатыми и обтекаемыми, изометричными и удлиненными. Для стекла характерна трещиноватость, иногда создающая перлитовую отдельность.

Термин «везикулярный гиалокластит» предлагается для горных пород, состоящих из неправильных, угловатых и обтекаемой формы обломков лав, среди которых много пузыристых. Размер обломков (от долей миллиметра) до 2—3 см. Связующая масса также состоит из фрагментов сильно пузыристого стекла. Форма обломков прихотливая, с ячеистой поверхностью. В породе в качестве примеси присутствуют обломки раскристаллизованных эффузивных пород.

В настоящей классификации не использован термин «аквагенный туф» (рассматривавшийся как синоним гиалокластита), так как этот термин генетический, подчеркивающий взаимодействие гиалокластического материала и воды. Не рекомендуется термин «палагонитовый туф», отражающий вторичные преобразования стекла.

Предложенный термин «гиалотуф» [Pirsson, 1915; Thorarinsson, 1954; Nonneger, Kirst, 1976] соответствует термину «везикулярный гиалокластит» и ближе к типичным гиалокластитам, чем к продуктам эксплозивной деятельности, поэтому употреблять его не рекомендуется.

Эксплозивно-обломочные породы (пирокластолиты, тефра)

Эксплозивно-обломочные породы — это вулканокластические горные породы, состоящие полностью или существенно (более 50%) из эксплозивного материала. Термин «эксплозия» означает явление вулканического взрыва, обычно сопровождающееся выбросами большого количества пирокластического материала и газа.

Пирокластический материал — термин, введенный Пирссоном в 1915 г. и использовавшийся для общего названия обломочных пород, образующихся при извержении вулкана [Pirsson, 1915].

Пирокласты — кристаллы, кристаллические фрагменты, стекло и обрывки лавы, извергнутые в процессе вулканического извержения (бомбы, глыбы, лапилли, вулканический песок, пыль).

Пирокластиты — нелитифицированные накопления рыхлого пирокластического материала.

Пирокластолиты — вулканокластические горные породы соответствен литифицированные, образовавшиеся в результате литификации рыхлых продуктов вулканических извержений (бомб, глыб, лапиллей, вулканического песка, пыли).

Т е ф р а — рыхлый пирокластический материал [Thorarinsson, 1954]. Термин пирокластический материал или пирокластические осадки включает понятия «тефра» и «туф».

Среди эксплозивно-обломочных образований рассматриваются литифицированные и нелитифицированные разности. Среди литифицированных предложено выделять две группы пород: 1) сваренные и спекшиеся; 2) уплотненные и сцементированные гидрхимически.

Еще в 1935 г. Мансфилд и Росс описали туф, назвав его «сваренным» — пирокластические частицы данной породы «спаялись», «сварились» между собой. Отдельные обломки туфа могут быть спаяны полностью или частично. В большинстве случаев обломки сплюснены, но с сохранением витрокластической структуры. Иногда наблюдаются признаки течения. Термин «сваренный туф» считается неудачным, синоним его — туф спекшийся.

Среди сваренных и спекшихся взрыво-обломочных пород рассматриваются агглютинаты, спекшиеся туфы, игнимбриты.

Агглютинаты — спекшиеся в плотную массу скопления вулканических шлаков (обрывков пузыристых лав), бомб, лапиллей и пепла. Наиболее часто агглютинаты состоят из лепешкообразных глыб — деформированных комков лавы, что является их характерной особенностью. Агглютинаты сложены грубоцефитовым материалом, фигурным и бесформенным, пористым и весьма плотным. Обломочный материал в агглютинате спекся в прочную массу, но в ней хорошо видна каждая глыба. Мелкообломочный материал агглютинатов окружен твердой корочкой и соответственно является неспекшимся.

Спекшийся туф — это порода, состоящая из обломков и связующей массы. В обломках много пирокластического материала — минералов, реже обломков лав, стекол. Встречаются оплавленные кристаллы минералов. Обломки связаны слабо раскристаллизованным стеклом с реликтами пепловых частиц. Местами стекло настолько спеклось, что границы обломков неразличимы. Связующая масса псевдофлюидальной текстуры, состоит из спаянных частичек стекла.

Спекшиеся туфы характеризуются отсутствием деформации обломков стекла, очень слабым сплавлением и отсутствием фьямме. Широко распространены пелитовые разности спекшихся туфов, состоящие из резко угловатых обломков («черепков»), многие из которых представляют собой стекловатые стенки нескольких соприкасающихся пузырьков. Структура породы пепловая, туфовидная с гнаиновой связующей массой.

Игнимбрит — порода, состоящая из плотной массы сильно растянутых и причудливо деформированных пепловых частиц («черепков») расположение которых создает псевдофлюидальную текстуру. В связующей массе породы, первоначально пепловой, заключены фенокристаллы и фьямме. Последние расположены по псевдофлюидальности.

Связующая масса породы состоит обычно из обломков девитрифицированного и линзочек раскристаллизованного стекла. Обломки стекла имеют вытянутую, остроугольную и серповидную форму, которая подчеркивается нитями рудной пыли. Связующая масса плотная и обнаруживает обтекание обломков минералов и пород. Таким образом, структура породы витрокластическая, туфовидная. От туфов она отличается, во-первых, плотной упаковкой путем сплавления осколков стекла, а не цементацией, как в туфах; во-вторых, ориентацией частиц стекла со следами течения и огибания обломков минералов и пород [Щербакова, Царева, 1969].

Фьямме — стекловатые линзы, в различной степени раскристаллизованные с микролитовой, микропиклитовой, сферолитовой и псевдосферолитовой структурами. Концы фьямме неровные, «размочаленные», «растрепанные». Частицы связующей массы огибает мелкие фенокристаллы и фьямме (напомним, что типичная игнимбритовая структура наблюдается только в разрезах, перпендикулярных к ее псевдофлюидальности).

Среди игнимбритов возможно различать следующие разности в зависимости от процентного содержания стекла и кристаллической составляющей: 1) игнимбриты гналокластитовые с содержанием стекла 90—95%; 2) игнимбриты порфиригналокластитовые с содержанием стекла 70—80%; 3) игнимбриты кристаллокластические с содержанием стекла меньше 70—60% [Сперанская, 1961]. Игнимбриты имеют преимущественно кислый состав (риолиты, дациты, трахиты, иногда андезиты), в них может быть несколько повышена щелочность.

В связи с тем, что в понятие «игнимбрит» в большей степени, чем в другие термины, вкладывают определенное генетическое толкование (продукты пирокластических потоков либо результат ликвационных процессов), этот термин Международная подкомиссия по систематике изверженных пород МСГН предложила не использовать.

Эксплозивно-обломочные породы уплотненные и цементированные гидрхимически (туфы)

Туф — горная порода, образовавшаяся из твердых продуктов вулканических извержений — вулканического пепла, вулканического песка, лапиллей, бомб, обломков горных пород, впоследствии уплотненных и цементированных.

Характерной особенностью туфов является угловатость обломков и их несортированность. Цементом туфов являются вулканический пепел, глинистое или кремнистое вещество с примесью продуктов разложения пепла. Кроме того, в связующей массе обычно присутствуют в виде небольшой примеси вторичные минералы (в первую очередь тонкочешуйчатый хлорит) и рудные минералы, иногда рудная пыль. Связующая масса имеет пепловую структуру и состоит из мелких осколков «черепков» вулканического стекла, характерных рогульчатых и серповидных форм. В отличие от спекшихся туфов, в туфах неспекшихся заметно лишь слабое искривление и коробление «черепков». В пепловых туфах фенокристаллы отсутствуют. Структура основной массы пепловая. Много круглых, неразломанных стенок пузырьков. В интерстициях — тонкая пыль.

По размерности туфы варьируют от пелитовых до агломератовых.

По характеру обломков различают следующие разновидности туфов: литокластические — из обломков горных пород; кристаллокластические — из обломков отдельных минералов; витрокластические — из обломков вулканического стекла, а также туфы смешанного состава, в которых наблюдается сочетание пирокластических обломков различного характера: витрокристаллокластические, литокристаллокластические и т. п.

По составу обломков выделяются базальтовые, андезитовые, дацитовые, риолитовые и другие разности.

Для магм риолитового и дацитового состава характерно образование витро- и кристаллокластических туфов, для андезитового — смешанных, для базальтовых — смешанных и литокластических. Псефитовые туфы, как правило, все являются литокластическими. В кислых псаммитовых туфах формы обломков наиболее причудливы, так как они образовались при раздроблении пемзы (обломки стенок пузырьков).

Туфы образуют наиболее распространенную и наиболее разнообразную группу вулканокластических пород.

Для накоплений, состоящих исключительно из пирокластического материала с подчиненной примесью осадочного (5—10%), И. В. Хворовой предлагается термин «тефроиды» [Дзоценидзе, Хворова, 1970]. Обломки преимущественно хорошо окатаны, иногда полуокатаны. Тефроиды — нелитифицированные накопления. Текстуры тефроидов преимущественно слоистые. Слоистость тонкая и грубая, нередко ритмичная.

Более известны псаммитовые разновидности тефроидов; вместе с тем встречаются как более тонкие их разности, так и грубые, вплоть до валунных.

Поскольку пирокластический материал составляет основную массу тефрондов, состав пирокластических обломков определяет петрографический тип породы. По агрегатному состоянию вещества тефронды могут подразделяться на витро-, кристалло- и литокластические.

Осадочно-пирокластические породы (ортотуффиты)

Термин «осадочно-пирокластические породы» подчеркивает существенную, но подчиненную (10—50%) роль примеси осадочного материала к пирокластическому. В составе осадочно-пирокластических пород рассматриваются ортотуффиты. Приставка «орто» от слова «ортос» — прямой, правильный, истинный, трактуется как «настоящие», собственно туффиты.

Туффиты — термин предложен О. Мюгге еще в 1893 г. [Mugge, 1893] и использовался для обозначения горных пород смешанного состава, состоящих из осадочного и синхронного пирокластического материала. В настоящей классификации уточняется, что туффиты содержат более 50% пирокластического материала.

Туффиты характеризуются наличием практически неокатанных обломков пирокластов. В большинстве случаев они сохраняют свои кристаллографические формы. Следует отметить, что в туффитах преобладают обломки кристаллов и стекол. Обломки разных по составу пород составляют лишь незначительный процент. Цементирующая масса туффитов содержит пирокластический (пепловый) и осадочный (глинистый, кремнистый, карбонатный) материал. Гранулометрический состав туффитов часто характеризуется двувершинностью диаграмм минерального состава, отражая два основных источника материала [Классификация..., 1970; Щербакова, 1968, 1970, 1974].

Среди осадочно-пирокластических пород по гранулометрическому составу выделяются разности от пелитовых до грубопесчанистых. В настоящее время фактический материал показывает, что большая часть описанных туффитов псаммитовой размерности. По составу пирокластического материала устанавливается химический состав родоначального расплава. По агрегатному состоянию вещества пирокластических обломков туффитов их можно подразделять на витро-, кристалло- и литокластические.

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Пирокласто-осадочные породы (параттуффиты)

Термин «пирокласто-осадочные породы» подчеркивает существенную, но подчиненную (10—50%) роль примеси пирокластического материала к осадочному. В составе пирокласто-осадочных пород рассматриваются параттуффиты*. На Всесоюзном семинаре в Тбилиси было предложено для параттуффитов использовать названия «туфоконгломерат», «туфогравелит», «туфопесчаник» и т. п. Эти термины удобны, так как приставка «туфо» показывает, что туфогенный материал находится в подчиненном количестве, а слова «конгломерат», «гравелит», «песчаник» и т. п. указывают на преобладание в породе осадочного материала.

Туфопесчаники, а также туфоконгломераты, туфоалевролиты, туфопелиты содержат более 50% осадочного материала (обломочного,

* «Пара» — возле, при, т. е. «близкое», «сходное» образование.

хемогенного, органогенного). Наряду с этим, для них характерны свежесть пирокластического материала, однородность его состава, отсутствие или слабые признаки окатывания пирокластических обломков. Цемент туфопесчаников, а также других подобных пород осадочный, например, кремнисто-глинистый. В связи с тем, что в пирокласто-осадочных породах осадочный материал составляет основную часть, а пирокластический присутствует лишь в качестве примеси, для них характерны структуры и текстуры осадочных пород. Сортировка и слоистость может быть самой разнообразной, чаще всего средней или хорошей. Среди пирокласто-осадочных пород по гранулометрическому составу выделяются разности, аналогичные соответствующим осадочным образованиям. По агрегатному состоянию обломков паратуфиты можно подразделять на витро-, кристалло- и литокластические. Характерны смешанные разности — кристалло-литокластические, витрокристаллокластические. Поскольку пирокластический материал входит в пирокласто-осадочные породы лишь в качестве примеси и не определяет общего состава породы, его химико-петрографическая характеристика не отражается в названии породы и приводится при ее описании.

В единой классификационной схеме вулканических обломочных пород целесообразно рассматривать одну из разновидностей терригенных обломочных образований — вулканотерригенные породы.

Вулканотерригенные породы — это породы, состоящие преимущественно из обломков эффузивных пород и тефры (лав, туфов и т. п.). Поскольку вулканотерригенные породы — породы осадочные, цементирующая их масса осадочного состава. Структуры и текстуры пород также типично осадочные. Обломочный материал пород может быть хорошо окатан, отсортирован, породам свойственны слоистые текстуры. По гранулометрическому составу выделяются все разности — от пелитовых до грубопсефитовых. Наиболее типичны псаммитовые и псефитовые разности. Хотя обломочный материал может быть разного состава, целесообразно отмечать химический состав количественно преобладающих обломков эффузивных пород. Однако он не отражается в названии породы и приводится только при ее описании.

Установление точного количественного соотношения пирокластического и осадочного материала даже в осадках, тем более в породах, сложно. Часто в работах указывается количество пирокластического (и соответственно осадочного материала) в процентах от — до (например, 20—50%), что не дает возможность однозначно решать вопрос об отнесении данной породы к подгруппе пара- или ортотуфитов.

Определенные трудности возникают при диагностике пирокластического, тонкого (пеплового) материала. Как правило, пепловый материал более или менее легко устанавливается лишь в алевритовой фракции. В то же время применение точных оптических методов (с изучением дифрактограмм) позволяет в отдельных случаях устанавливать, что главным составным компонентом «глинистой» фракции (меньше 1 мк) пород и осадков оказываются не глинистые минералы, а тонкодисперсное стекло [Муравьев, 1974].

Специфический состав осадков, образующихся под влиянием вулканической деятельности, особенно обилие вулканического стекла и некоторых темноцветных минералов, нестойких в поверхностных условиях, накладывает особый отпечаток на процессы постседиментационных структурных и минеральных преобразований. При этом изменение бывает настолько глубоко, что об исходном вулканогенном материале можно судить лишь по косвенным данным. Особенно сильно преобразуются тонкие пиро- и гналокластические материалы, которые

Основные термины пирокластических пород,
принятые Международной рабочей группой подкомиссии
по систематике изверженных пород МСГН

Термины	Определения терминов и размерности обломков, предложенные Международной рабочей группой	Определения терминов и градации обломков, принятые в Советском Союзе
Пирокласты	Кристаллы, кристаллические фрагменты, стекло и обрывки лав, извергнутые в процессе вулканического извержения	Аналогичное
Пирокластические породы и осадки	Рыхлые или консолидированные семейства пирокластов	Аналогичное
Бомба	Пирокласт со средним диаметром, превышающим 64 мм. Ее форма (типа «хлебной корки» и др.) указывает на то, что она была извергнута целиком или частично в расплавленном состоянии	Нижняя граница размера бомб 50 мм
Глыба	Пирокласт со средним диаметром, превышающим 64 мм, обычно угловатый, до почти угловатого, извергнутый в твердом состоянии	Аналогичное, но фрагменты < 50 мм называют щебнем, а крупнее — глыбой
Лапилли	Пирокласты любой формы, со средним диаметром от 2 до 64 мм	Интервал от 2 до 50 мм
Пепел	Неконсолидированный агрегат пирокластов размером менее 2 мм	Аналогичное
Туф	Консолидированный агрегат из пирокластов	„
Эпикласт («эпи» — на, при, возле)	Кристалл, кристаллический фрагмент, стекло или литический фрагмент, освободившиеся от предшествующих консолидированных пород, выветрелые или эродированные и транспортируемые от его источника по воздуху, воде или льдом	Синоним термина «вулканотерригенный материал»
Бомбовый туф	Консолидированный агрегат, состоящий из бомб с примесью лапиллей и пепла	Агломерат — рыхлая порода; агломератовый туф — консолидированная; бомбовый туф — с фигурными фрагментами
Глыбовый туф, блоковый туф или пирокластическая брекчия	Консолидированный агрегат, состоящий из угловатых обломков и глыб с примесью лапиллей и пепла	Агломератовый туф, вулканическая брекчия или туфобрекчия
Лапиллиевый туф	Консолидированный агрегат, состоящий из лапиллей; возможна примесь бомб, глыб и пепла	Аналогичное
Пепловый туф	Консолидированный агрегат пепла; возможна примесь более крупного материала	Также употребляются более дробные деления: псаммитовый туф — 0,1—2 мм; алевроитовый — 0,01—0,1 мм; пелитовый туф — менее 0,01 мм

сильно камуфлируются вторичными минералами. А. Г. Коссовская предложила подобные образования относить к группе криптовулкано-генных пород.

Рабочая группа по классификации вулканогенно-обломочных и смешанных пород Терминологической комиссии Петрографического комитета работает в тесном контакте с соответствующей Международной группой. Международная рабочая группа свою работу начала с решения тех вопросов, которые волновали советских геологов еще 15—20 лет назад. Главным методом работы Международной группы являются составление вопросников, которые обычно рассылались в 140 адресов заинтересованным ученым различных стран мира. В зависимости от полученных ответов формулировались новые предложения и составлялись новые вопросники.

Всего было разослано пять вопросников. По первому из них было принято следующее решение, касающееся принципов классификации пирокластических пород: классификация должна составляться с учетом гранулометрии, не быть генетической, опираться на полевые определения, включать возможно меньшее количество терминов.

Второй вопросник охватил более сложный круг вопросов: определение фундаментальных терминов, принципы гранулометрической классификации, классификация и терминология плохо сортированных пирокластов, классификация и терминология образований, в которых пирокластический материал смешан с эпикластическим.

Перечисленные вопросы фактически ставились во всех последующих вопросниках, и в настоящее время не на все из них получены идентичные ответы.

Определения фундаментальных терминов, принятые большинством членов рабочей комиссии под руководством Р. Шмида, сведены в табл. 23.

В результате дискуссий, закончившихся в конце 1977 г., Международной рабочей группой была рекомендована классификационная таблица для пирокластических пород (табл. 24).

Зарубежные ученые, как видно из табл. 23 и 24, приняли размер обломков по логарифмической шкале, предложенной Вентвортом и Виллиямсом, разработавшими классификации осадочных пород еще в 1922—1934 гг. [Wentworth, Williams, 1932].

Таблица 24

Классификация пирокластических пород, предлагаемая Международной рабочей группой подкомиссии по систематике изверженных пород МСГН

Пирокласты	Пирокластические породы		Размер пирокластов, мм
	неконсолидированные	консолидированные	
Бомба	Слой бомб *	Бомбовый туф	64
Глыба	Слой глыб	Глыбовый туф	2
Лапилли	Слой лапиллсй	Лапиллиевый туф	
Грубые пепловые зерна	Грубый пепел	Грубый пепловый туф	1/16-0,063
Тонкие пепловые зерна	Тонкий пепел	Тонкий пепловый туф	

* Правильнее — бомбовая, глыбовая, лапиллиевая тифра.

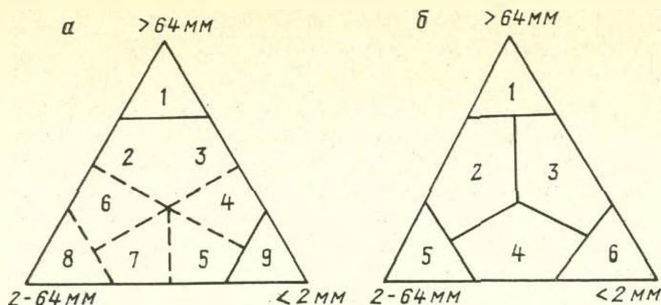


Рис. 12. Способы изображения плохо сортированных пирокластолитов.

а: 1 — агломерат или бомбовый туф, пирокластическая брекчия или блоковый туф; 2 — лапиллево-бомбовый туф, бомбово-лапиллиевый туф; 3 — пеллово-бомбовый туф, пеллово-блоковый туф; 4 — бомбово-пелловый туф, блоково-пелловый туф; 5 — лапиллево-пелловый туф; 6 — бомбово-лапиллиевый туф, блоково-лапиллиевый туф; 7 — пеллово-лапиллиевый туф; 8 — лапиллиевый туф; 9 — пелловый туф;
 б: 1 — агломерат (или бомбовый туф), пирокластическая брекчия (или блоковый туф); 2 — лапилли, агломерат, лапилли — брекчия; 3 — туф, агломерат; туф — брекчия; 4 — лапилли — пелловый туф; 5 — лапилли, туф; 6 — пелловый туф

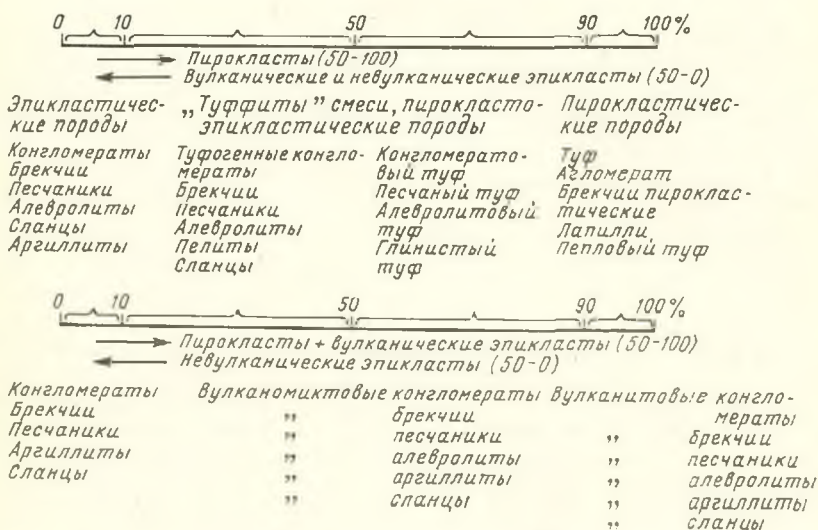


Рис. 13. Способы изображения смешанных пирокласто-осадочных пород

Советские ученые предлагали деление, близкое к десятичной системе.

Для изображения плохо сортированных пирокластолитов после предварительных обсуждений Международной рабочей группой также в конце 1977 г. было предложено на выбор два типа треугольников (рис. 12). Советские геологи в своей практической работе обычно не пользуются подобными треугольниками, так как не считают количественные соотношения обломков разного размера определяющими при классификации. Если же их использовать, то предпочтительным представляется треугольник а (см. рис. 12), так как последовательность используемых здесь терминов прямо указывает на относительные пропорции пирокластического материала разной размерности.

При обсуждении в Международной подкомиссии (как и в свое время в Советском Союзе) большую дискуссию вызвал вопрос классификации смешанных вулканогенно-осадочных (пирокласто-осадочных)

пород. В конце концов было предложено на выбор два варианта в виде графиков (рис. 13). В первом варианте различаются пирокластический и эпикластический (вулканический и невулканический), во втором — вулканический (пирокластический) и вулканический эпикластический (невулканический). В наших классификациях предусматривается деление только по первому варианту. Второй вариант не применяется, поскольку эпикластический материал вулканического и невулканического происхождения по существу представляет собой примесь постороннего осадочного материала к пирокластическому.

Первый график позволяет принять границу 50%-ного содержания компонента для названия породы по этому компоненту, как это используется в номенклатуре осадочных пород. Однако предлагаемые термины «конгломератовый туф» и другие представляются неправильными. Вероятно, лучше было бы употребить термин «туф с примесью гальки, гравия, песка» и т. п. В то же время, прилагательное «туфовый» также употреблять нельзя. В. Т. Фролов [1967, 1970] в свое время предлагал термин «вулканитовый» для всех пород, состоящих из вулканокластического материала. И. В. Хворова и др. [1974, 1977] считают, что лучше употреблять термины «тефровый конгломерат» или «пеплистый конгломерат». Однако, вероятно, более правильными будут термины «конгломерат с примесью пирокластического материала» и т. п.

Не было единодушия в применении термина «туффит» к породам крупнее песчаной размерности. В то же время, если мы принимаем термин «туф» без ограничения размерности слагающего его пирокластического материала, то логичнее использовать термин «туффит» для пород от тонко- до грубопсефитовых.

Несмотря на большие сложности в согласовании классификаций, следует отметить, что мнение советских ученых оказало значительное влияние на создание общей классификации. По основным терминам была достигнута договоренность. Предложение не ограничивать термин «туф» крупностью материала было принято. Соотношение примесей постороннего материала и пирокластического по преобладанию (50%) принято также по предложению советских ученых.

Список литературы

- Билибин Ю. А.* Петрология Ыллымахского интрузива. Госгеолиздат, 1947.
- Богатиков О. А., Дмитриев Ю. И.* Базальты и анортозиты Луны. — В кн.: Проблемы петрологии. Тр. V Всесоюз. петрогр. совещ. М., 1976, с. 206—219.
- Бутова Е. Л.* К петрологии Маймеча-Котуйского комплекса ультраосновных и щелочных пород. — Тр. НИИГА, т. 89, вып. 6, 1956, с. 201—249.
- Вильямс. Хоуэл.* Петрография. Введение в изучение горных пород в шлифах. М., Изд-во иностр. лит., 1957.
- Влодавец В. И.* Процессы, порождающие пирокластический материал и его первичное перемещение. — В кн.: Проблемы вулканизма. Ереван, 1959, с. 47—54.
- Влодавец В. И.* Проблема игнимбритов и гиалокластитов на Международном симпозиуме в Италии. — Бюл. вулканологических станций АН СССР, 1962, № 33, с. 80—86.
- Воробьева О. А.* Главные особенности размещения и формирования щелочных пород. — В кн.: Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии, т. II. М., 1969, с. 62—81.
- Воробьева О. А., Ефремова С. В.* О классификации и номенклатуре изверженных горных пород. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973а, № 8, с. 13—22.
- Воробьева О. А., Ефремова С. В.* О классификации и номенклатуре изверженных горных пород. — Сов. геология, 1973б, № 11, с. 108—114.
- Геохимические и петрохимические особенности реголита и пород из моря Кризисов (предварительные данные)/Барсуков В. Л. и др.* Геохимия, 1977, № 10, с. 1477—1487.
- Герасимовский В. И.* Геохимия и минералогия интрузий нефелиновых сиенитов. — Геохимия, 1956, № 5, с. 61—74.
- Герасимовский В. И.* Геохимия Илимауссакского щелочного массива. М., Наука, 1969.
- Гинзбург А. И., Портнов А. М.* О минеральных ассоциациях щелочных пород. — Геохимия, 1966, № 4, с. 398—403.
- Груза В. В.* О надежности петрологических выводов в связи с ошибками определения железа химическими методами. — Докл. АН СССР, 1967, т. 175, с. 1131—1134.
- Дели Р. А.* Изверженные породы и глубины Земли. Нью-Йорк — Лондон, ОНТИ, 1933.
- Дзоцендидзе Г. С., Хворова И. В.* Основные принципы рациональной систематики и номенклатуры вулканогенно-обломочных пород. — В кн.: Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси, 1970, с. 7—22.
- Егоров Л. С.* Мелилитовые породы Маймеча-Котуйской провинции. — Тр. НИИГА, т. 159. Л., 1969, с. 1—247.
- Егоров Л. С., Сурина Н. П.* Меймечиты севера Сибири. — В кн.: Апатитоносность севера Сибири. Л., НИИГА, 1976, с. 19—36.
- Елисеев Н. А.* К вопросу о классификации нефелиновых горных пород. — Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1957, т. 86, № 5, с. 629—631.
- Жидков А. Я.* Сложная Сыньирская интрузия сиенитов Северо-Байкальской щелочной провинции. — Геология и геофизика, 1962, № 9, с. 29—40.
- Заварицкий А. Н.* Введение в петрохимию изверженных горных пород. М., изд-во АН СССР, 1950.
- Заварицкий А. Н.* Изверженные горные породы. М., изд-во АН СССР, 1956.
- Зелепугин В. И., Николаев В. Ф.* Петрохимические методы изучения вулканогенных пород. — В кн.: Геологическая съемка вулканогенных образований. М., 1971, с. 303—328.
- Изох Э. П., Налетов Б. Ф.* Принципы классификаций и применения номенклатуры гранитоидов. — Зап. ВМО, ч. 103, вып. 2, 1974, с. 205—218.
- Кетрис М. П., Львов Б. К.* Петрографические особенности и классификация верхнепалеозойских гранитоидов Урала. — В кн.: Вопросы магматизма и метаморфизма. т. 3. Л., 1968, с. 28—61.
- Классификация вулканогенных обломочных горных пород/В. И. Влодавец и др.* М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород.* Тбилиси, Изд-во ЦК КП Грузии, 1970.

- Классификация и номенклатура плутонических (интрузивных) горных пород.* (Рекомендации Подкомис. по систематике изверженных пород Междунар. союза геол. наук). М., Недра, 1975.
- Коваленко В. И.* Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск, СО Наука, 1977.
- Коваленко В. И., Коваленко Н. И.* Онгониты — субвулканические аналоги редкометалльных литий-фтористых гранитов. Вып. 15. М., Наука, 1976.
- Коваленко В. И., Самойлов В. С., Горегляд А. В.* Богатые редкими элементами онгонитовые вулканы. — Докл. АН СССР, 1979. Т. 246, № 3, с. 682—686.
- Кононова В. А.* Якупирангит — уртитовая серия щелочных пород. М., Наука, 1976.
- Коржинский Д. С.* Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., изд-во АН СССР, 1957.
- Косыгин Ю. А., Кулындышев В. А.* Структурно-системные исследования в геологии и проблема математизации. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 6, с. 14—21.
- Курчаов А. М.* Туфолавы Южного Приморья. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 12, с. 18—30.
- Куплетский Б. М.* К вопросу о количественно-минералогическом составе фельдшпатоидных пород. — Докл. АН СССР. Нов. серия, 1946, т. 52, № 3, с. 247—250.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю.* Note sur la classification et la nomenclature des roches éruptives. (Заметка о классификации и номенклатуре изверженных пород). С. R. VII Congr. geol. intern., SP. V., 1897, 1899.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю.* Kritische Beiträge zur Systematik der Eruptivgesteine (Критические заметки о систематике изверженных пород). Tshermak's Min. Petr. Mitt., 1899—1902, Bd 18, H. 6; Bd 19, H. 3, 4, 5; Bd 20, H. 2; Bd 21, H. 4.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Струве Э. А.* Петрографический словарь. М., ОНТИ, 1937.
- Лунный грунт из моря Изобилия.* Под ред. А. П. Виноградова. М., Наука, 1974.
- Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли.* Ч. II, М., Наука, 1972.
- Малеев Е. Ф.* Основные принципы классификации пирокластических пород. — В кн.: Вулканизм Камчатки и Курильских островов. М., 1959, с. 183—190.
- Малеев Е. Ф.* Вулканокластические горные породы. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Малеев Е. Ф.* Критерии диагностики фаций и генетических типов вулканитов. М., Наука, 1975.
- Малеев Е. Ф.* Вулканогенные обломочные горные породы. М., Недра, 1977.
- Маракушев А. А.* Петрохимическая систематика изверженных и метаморфических горных пород. — Изв. вузов. Геол. и разведка, 1973, № 8, с. 3—16.
- Марковский Б. А., Ланда Э. А.* Ультраосновной вулканизм и некоторые проблемы генезиса гипербазитов. — Сов. геология, 1976, № 1, с. 103—114.
- Михайлов Н. П.* Генетические типы ассоциаций ультраосновных и основных пород. — В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. Ч. I. М., 1972, с. 93—100.
- Михайлов Н. П., Богатиков О. А.* Базитовые интрузивные (плутонические) формации и их классификация. — В кн.: Проблемы магматических формаций. М., 1974, с. 72—73.
- Михайлов Н. П.* Некоторые особенности базальтового магматизма складчатых областей. — В кн.: Очерки геологической петрологии. М., Наука, 1976, с. 47—53.
- Михайлов Н. П., Семенов Ю. П.* Эффузивные и гипабиссальные ультрамафиты складчатых областей. — Зап. ВМО, ч. 105, вып. 4, 1976, с. 428—437.
- Муравьев В. И.* О глинообразовании в океанических осадках юго-западной части Тихого океана. — Литология и полезные ископ., 1974, № 4, с. 24—38.
- Мурдмаа И. О., Петелин В. П., Скорнякова Н. С.* Вулканогенный обломочный материал в донных осадках современных морей и океанов. — В кн.: Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси, 1970, с. 31—56.
- Наседкин В. В.* Водосодержащие вулканические стекла кислого состава, их генезис и изменения. — Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 98, 1963, с. 1—189.
- Наседкин В. В.* Петрогенезис кислых вулканитов. М., Наука, 1975.
- О принципах классификации и номенклатуре древних вулканогенных обломочных пород/Блохина Л. И. и др.* — Сов. геология, 1959, № 5, с. 73—80.
- Петрова М. А.* Классификация кремнекислых вулканитов. Материалы эффузивной подкомиссии Терминологической комиссии Петрографического комитета при ОГГГ АН СССР. М., 1972.
- Ритман А.* Вулканы и их деятельность. М., Мир, 1964.
- Ритман А.* Устойчивые минеральные ассоциации изверженных пород: Метод пересчета. С дополнениями В. Готтини, У. Хьюерса, Г. Пихлера, Р. Шенгелина. М., Мир, 1975.
- Розенбуш Г.* Описательная петрография. СССР. Л.—М. — Грозный — Новосибирск, ОНТИ, НКТП, 1934.

- Ронов А. Б. Палеогеновые литологические формации континентов. — Сов. геология, 1978, № 3, с. 10—42.
- Румянцева Н. А. О классификации эффузивных пород. (Доклад на заседании Всеюз. минерал. об-ва). — Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1977, ч. 106, вып. 1, с. 53—61.
- Семенов Е. И. Минералого-геохимические типы нефелин-сиенитовых дериватов. — В кн.: Минералогия пегматитов и гидротермальных щелочных массивов. М., 1967, с. 52—71.
- Сёрсенсен Х. Щелочные и фельдшпатоидные сиениты и их эффузивные аналоги. — В кн.: Щелочные породы. М., 1976, с. 26—61.
- Симон А. К., Баскина В. А. Пикриты и проблемы ультраосновного магматизма. — В кн.: Очерки геологической петрологии. М., 1976, с. 260—273.
- Современное состояние терминологии и номенклатуры изверженных пород. Рекомендации Терминологической комиссии МПК для работников геологических учреждений. М., МГ СССР, 1969.
- Соловьев С. П. Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Л., Наука, 1970.
- Сперанская И. М. Игнимбриты в вулканогенных толщах северного побережья Охотского моря и вопросы их происхождения. — В кн.: Туфолавы и игнимбриты. М., 1961, с. 117—131.
- Федоров Е. С. О петрографической номенклатуре. Записка, представленная в бюро VIII Междунар. геол. конгр., 1900 г., М., 1901.
- Фролов В. Т. О классификации вулканогенно-осадочных пород. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1967, т. XIII (1), с. 102—108.
- Фролов В. Т. Вулканогенно-осадочные породы ирендыкской свиты Южного Урала и вопросы их классификации и номенклатуры. — В кн.: Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси, 1970, с. 97—111.
- Фролова Т. И., Петрова М. А. Классификация вулканитов основного, среднего и ультраосновного состава (предложения группы петрографов лаборатории палеовулканологии МГУ). Материалы эффузивной подкомиссии Терминологической комиссии Петрографического комитета ОГГГ АН СССР. М., 1972.
- Хворова И. В., Градусов Б. П., Ильинская М. Н. Гиалокластиты и некоторые особенности их минерального преобразования. — Литология и полезные ископ., 1974, № 3, с. 130—143.
- Хворова И. В. Успехи и задачи изучения вулканогенно-осадочных образований. — Литология и полезные ископ., 1977, № 5, с. 50—57.
- Четвериков С. Д. Руководство к петрохимическим пересчетам химических анализов горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Штейнберг Д. С. О химической классификации эффузивных горных пород. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм и металлогения Урала. Свердловск, 1969, с. 105—110.
- Штейнберг Д. С. О классификации магматических горных пород (магматитов) на естественноисторической и физико-химической основе. — В кн.: Очерки геологической петрологии. М., 1976, с. 184—195.
- Щербакова М. Н. Комплексы вулканического шельфа на примере среднепалеозойских отложений Северного Прибалхашья. — Литология и полезные ископ., 1968, № 3, с. 51—62.
- Щербакова М. Н., Царева Г. М. Игнимбриты Кызыладырской кольцевой структуры (Северное Прибалхашье, Центральный Казахстан). — Вест. МГУ, 1969, № 4, с. 77—83.
- Щербикина М. Н. К вопросу о генетическом анализе разрезов вулканогенно-осадочных отложений. — В кн.: Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси, 1970, с. 130—135.
- Щербакова М. Н. Вулканогенно-осадочный литогенез по данным глубоководного бурения. — В кн.: Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза. М., 1974, с. 81—87.
- Яковлев О. И. Ультраосновные и кислые породы Луны. — Геохимия, 1977, № 12, с. 1794—1805.
- Яковлева Е. Б. Автомагматические брекчии Казахстана. — Сов. геология, 1963, № 8, с. 119—123.
- Яковлева Е. Б. О генезисе автомагматических брекчий. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1972, № 1, с. 51—56.
- Abich H. Geologische Forschungen in der Kaukasischen Landern. T. 2. Geologie des Armenischen Hochlandes, Wien, 1882.
- Bailey D. K. The stability of acmit in the presense of H₂O. — Amer. J. Sci. 1969, v. 267—A, Schairer.
- Chayes F. Classification in a ternary diagram by of discriminant function. Amer. Mineralogist, vol. 50, N 10, 1966.
- Coombs D. S. Trends and affinities of basaltic magmas and pyroxenes as illustrated on the diopside—olivine—silica diagram. Spec. Paper. Mineral. Soc. Amer., N 1, 1963.

- Honnorez J., Kirst P.* Submarine basaltic volcanism: morphometric parameters for discriminating Hyaloclastites from hyalotuffs. — Bull. Volcanol., 1976, v. 39, No. 3.
- Irvine T. N., Baragar W. R. A.* A guide to chemical classification of the Common volcanic rocks. — Canad. J. Earth. Sci., 1971, vol. 8, N 5.
- King B. C., Sutherland D. S.* Alkaline rocks of eastern and southern Africa. Part I—III. — Sci. Progr., 1960, 48.
- Lacroix A.* Contribution à la connaissance de la composition chimique et minéralogique des roches éruptives de l'Indochine. — Bull. du Service géologique de l'Indochine, Hanoi, 1933, 20, fasc. 3.
- Le Maître R. W.* The chemical variability of some common igneous rocks. — J. Petrology, 1976, vol. 17, N 4.
- MacDonald R., Bailey D. K.* The chemistry of the per. alkaline oversaturated obsidians. Geol. Surv. Prof. Pap. 440—N—1, USA, 1973.
- McDonald G. A., Katsura T.* Chemical composition of Hawaiian lavas. — J. Petrology, 1964, vol. 5.
- Middlemost E. A. K.* A simple classification of volcanic rocks. — Bull. Volcanol., 1973, vol. 36, N 2.
- Mugge O.* Neues Jahrb. Mineral., Geol. und Paleontol., 1, 1893.
- Nesbitt R. W.* Skeletal crystal forms in the ultramafic rocks of the vilgaru blok. Western Australia: evidence for an archean ultramafic liquid. — Geol. Soc. Austral. Spec. publ., 1971, N 3, p. 331—347.
- Pirsson L. V.* Microscopical Characters of Volcanic Tuffs—a Study for Students. — The American J. of Science, vol. XL, No 236, 1915, 191—211 p.
- Roche de la H., Leterrier J.* Sur le rôle et l'usage des données chimiques dans la systématique des roches ignées. — Yerne Reun. Sci Terre. Paris, 1976.
- Sabine R. A.* How should rocks be named. — Geol. Mag., 1974, N 11.
- Shaud S. J.* Eruptive rocks, their genesis, composition, classification and their relation to ore—deposits, London, 1927.
- Shawe D. R., Bernolds S.* Beryllium content of volcanic rocks. — U. S. Geol. Surv. Bull., 1214—C, 1966.
- Strekeisen A.* Classification and nomenclature of igneous rocks. Final report of inquiry 7. — Neues Jahrb. Miner. Abhandl., Bd. 107, N 2, Stuttgart, 1967.
- Strekeisen A.* Classification and nomenclature of plutonic rocks. Geol. New letter, N 2, 1973a.
- Strekeisen A.* Plutonic rocks classification and nomenclature recommended by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous rocks. Geotimes, October, 1973b.
- Strekeisen A.* Classification and Nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitite rocks. N. jb. Miner. abh, 134, N 1, 1—14, 1978.
- Tilley C. E., Muir J. D.* Intermediate members of the oceanic basalt—trachyte association. Geol. Foren. Stockh. Forhandl., Bd. 85, N 4, 1964.
- Thorarinsson S.* The Tephra fall from Hekla on March, 29th 1947. The Eruption of Hekla 1947—1948. II. 3. Reykjavik, 1954, p. 1—68.
- Tuttle O. F., Bowen N. L.* Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — SiO_2 — H_2O . Geol. Soc. Amer., Mem., 1958, v. 74.
- Wentworth C. K., Williams H.* The classification and terminology of the pyroclastic rocks. — Nat. Res. Conn. Pept. Comm. sedimentations, Bull, 1932, 89, p. 3—56.

Содержание

		С.
Предисловие	<i>Н. П. Михайлов, О. А. Богатилов</i>	3
Глава I	Систематика магматических пород. <i>Е. Д. Андреева, О. А. Богатилов, М. Б. Бородаевская, В. И. Гоньшакова, Л. С. Егоров, С. В. Ефремова, В. И. Коваленко, Б. А. Марковский, В. Л. Масайтис, Н. П. Михайлов, М. А. Петрова, Л. А. Полунина, В. К. Ротман, Н. А. Румянцева, Т. П. Филиппова, Т. И. Фролова</i>	8
Глава II	Принципы классификации магматических пород. <i>В. И. Гоньшакова, Н. П. Михайлов, О. А. Богатилов, Т. И. Фролова, М. А. Петрова, Л. С. Егоров</i>	17
Глава III	Классификация ультраосновных магматических пород. <i>Н. П. Михайлов, Л. С. Егоров, Б. А. Марковский</i>	24
Глава IV	Классификация основных магматических пород. <i>В. И. Гоньшакова, О. А. Богатилов, Н. П. Михайлов, Т. И. Фролова, Е. Д. Андреева, В. Л. Масайтис, М. А. Петрова, Л. А. Полунина, Н. А. Румянцева, Т. П. Филиппова</i>	48
Глава V	Классификация средних магматических пород. <i>С. В. Ефремова, Е. Д. Андреева, В. И. Гоньшакова, М. А. Петрова</i>	92
Глава VI	Классификация кислых магматических пород. <i>В. И. Коваленко, М. А. Петрова, С. В. Ефремова, В. И. Гоньшакова, В. В. Наседкин</i>	117
Глава VII	Классификация и номенклатура вулканогенных обломочных пород. <i>Е. Ф. Малеев, М. А. Петрова, В. Т. Фролов, И. В. Хворова, М. Н. Щербакова</i>	140
Список литературы		156

Евдокия Даниловна Андреева, Олег Алексеевич Богатилов,
Мария Борисовна Бородаевская и др.

КЛАССИФИКАЦИЯ И НОМЕНКЛАТУРА МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Редактор издательства *Е. К. Семилеткова*
Переплет художника *А. А. Зубченко*
Художественный редактор *Е. Л. Юрковская*
Технический редактор *Л. Я. Голова*
Корректор *В. И. Ионкина*

ИБ № 4152

Сдано в набор 13.11.80. Подписано в печать 25.03.81. Т-05658. Формат 70×100^{1/16}.
Бумага книжно-журнальная. Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл. печ. л. 12,9.
Усл. кр.-отт. 13,06. Уч.-изд. л. 12,57. Тираж 7800 экз. Заказ 773/8293-1. Цена 70 коп.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19
Ленинградская картографическая фабрика объединения «Аэрогеология»

70 коп.

3550

22
И-5 Москва

НЕДРА