

Д.С.ШТЕЙНБЕРГ

О классификации МАГМАТИТОВ



«НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
УРАЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого

Д.С.ШТЕЙНБЕРГ

О классификации МАГМАТИТОВ

Ответственный редактор
член-корреспондент АН СССР

С.Н. ИВАНОВ

4355



МОСКВА
"НАУКА"
1985



Штейнберг Д.С. О классификации магматитов. — М.: Наука, 1985.

Книга посвящена вопросам классификации магматических горных пород (магматитов) на естественно-исторической и физико-химической основе. Магматиты делятся на продукты кристаллизации магм — первичных, образующихся в результате селективного плавления твердого субстрата (мантин, земной коры), и вторичных, возникших в ходе эволюции первичных; кумуляты и мантийные рститы. В рамках изохимических классификационных групп выделяются минеральные и структурные фации. В составе и структуре магматитов различаются первичные — магматические и вторичные — постмагматические регрессивные ("автометаморфические") и прогрессивные ("аллометаморфические") стадии.

Рецензенты

д-р геол.-минерал. наук Г.Б. ФЕРШТАТЕР

канд. геол.-минерал. наук М.С. РАПОПОРТ

Дмитрий Сергеевич Штейнберг

О КЛАССИФИКАЦИИ МАГМАТИТОВ

Утверждено к печати

Институтом геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УНЦ
Академии наук СССР

Редактор В.И. Бондаренко

Художник А.А. Григорьяк. Художественный редактор Л.В. Кабатова

Технический редактор И.И. Джиева. Корректор Р.Г. Ухина

Набор выполнен в издательстве на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 27751

Подписано к печати 04.04.85. Т — 00850. Формат 60 x 90 1/16

Бумага офсетная № 1. Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная

Усл.печл. 10,0. Усл.кр.-отт. 10,1. Уч.-издл. 12,3.

Тираж 900 экз. Тип. зак. 228. Цена 1р. 90к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"

117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"

199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ КЛАССИФИКАЦИИ

В 1981–1983 гг. опубликованы коллективные монографии [25, 39], посвященные вопросам классификации и номенклатуры горных пород [34] и подводящие итоги многолетней деятельности терминологической комиссии Петрографического комитета АН СССР. В них обобщен и систематизирован огромный фактический материал по составу магматических горных пород, на основе которого усовершенствованы традиционные классификация и номенклатура, уточнены количественные границы между таксонами.

Цель настоящей книги — дополнить вышедшие работы, попытаться внести физико-химический (генетический) смысл в традиционную классификацию и номенклатуру магматитов.

Автор стремился показать, что, несмотря на бесконечное разнообразие магматических горных пород, их химического, минерального состава, структуры, они управляются общими физико-химическими законами, позволяющими свести это разнообразие к ограниченному числу взаимно сочетающихся факторов.

Книга — итог исследований и поисков логически последовательной и физико-химически обоснованной классификации и номенклатуры магматических горных пород.

Понимая обширность проблемы, автор сосредоточил внимание на некоторых наиболее важных общих вопросах классификации магматитов и систематики отдельных групп пород нормального ряда. Исторические сведения заимствованы из монографии А. Иоганнсена [122].

В 1936–1937 гг. в ходе работы над темой "Петрология золотоносных интрузивных формаций Урала" автором была предпринята попытка использовать широко распространенную тогда и сейчас классификацию А. Иоганнсена [121], основанную на количественных соотношениях плагиоклаза и калиевого полевого шпата для расчленения гранитоидов Урала. Однако эта классификация несовершенна: многие типичные граниты следовало назвать гранодиоритами или адамеллитами, а плагиограниты — кварцевыми диоритами. Как известно, с этими трудностями столкнулся и В.М. Гольдшмидт, который был вынужден для плагиогранитов Норвегии, известных с середины прошлого столетия как "белые граниты", ввести особый термин "трондемиты" [115]. На Урале плагиограниты впервые были выделены Е.С. Федоровым, а затем Б.М. Романовым. С тех пор термин широко используется уральскими геологами для обозначения интрузивных пород гранитного облика, имеющих важное формационное значение и состоящих из 30–40% кварца, кислого плагиоклаза (обычно олигоклаза) и около 5% биотита. В дальнейшем термин получил широкое распространение.

Это противоречие между химической классификацией, основанной прежде всего на содержании кремнезема и степени пересыщенности им, и количественно-минералогической (Иоганнсена) привело к мысли положить в основу классификации гранитоидов не количественные соотношения двух видов полевых шпатов, а их общую основность, характеризующую весовым отношением анортита к их сумме, которое предложено мною назвать анортитовым числом [73]. Оно может быть подсчитано по формуле $\alpha = \frac{p \cdot N}{p + a}$, где p — количество плагиоклаза, N — его номер, a — количество калиевого полевого шпата. Поскольку последний содержит некоторое количество анортита, обычно не больше 2,5%, то истинное анортитовое число будет находиться между двумя крайними значениями $\frac{p \cdot N}{p + a}$ и $\frac{pN + 2,5a}{p + a}$. Разница находится практически в пределах погрешностей измерения.

Анортитовое число может быть подсчитано на основе нормативного состава или молекулярных соотношений глинозема, извести, щелочей (см. ниже). В параметрах А.Н. Заварицкого оно выражается формулой

$$\alpha = \frac{c}{a + c}$$

Несколько позже А.Н. Заварицкий [16] предложил для классификационных целей аналогичную по значению величину $a : c$. На основе данных по петрохимии кислых пород Урала и других районов мною сделан вывод, что для гранитов верхним пределом анортитового числа является величина 12–15, соответствующая содержанию СаО в породе 1,4–1,8%. Анортитовое число может быть использовано для классификации магматов вообще, особенно в рамках составов базальт–трахит–липарит (габбро–сиенит–гранит). Анортитовое число характеризует не граниты вообще, а наиболее распространенный их тип, отвечающий четверной котектике кварц–плагиоклаз–калий-натриевый полевой шпат–фемический минерал (биотит), близкий к температурному минимуму. В наиболее широком смысле граниты должны определяться как отвечающие котектике полевых шпатов любого состава, кварца и фемических силикатов, т.е. как зернистые (интрузивные) породы, содержащие 30–50% кварца (в зависимости от содержания анортита в полевых шпатах), бедные темноцветными минералами, представленными обычно биотитом.

Классификационные возможности подхода к гранитам как кварц-полевошпатовый котектике значительно расширились, когда мы с Г.Б. Ферштагером привлекли результаты экспериментов Таттла и Боузона [141] и сопоставили их с природными типами гранитов, наметившимися ранее на основе ряда геологических, петрографических и минералогических особенностей.

В 40-х годах XX в. на Урале четко выделились два главных типа нормальных калий-натриевых гранитов: олигоклаз-микроклиновый, получивший впоследствии название джабыкского по одноименному крупнейшему массиву на Южном Урале, и плагиоклаз-микропертитовый, представленный широко в магнитогорском комплексе. Типы отвечают соответственно

глубинным и гипабиссальным или субвулканическим фациям. Первые лишены эффузивных комагматов и спутников, для вторых они характерны и нередко связаны с интрузивными фациями постепенными переходами. Для первых обычен реакционный постмагматический мирмекит на границе плагиоклаза и микроклина, для вторых — микропегматит и каймы микропертита около зерен плагиоклаза. Второй тип часто входит в состав габбро-гранитных и габбро-плагиогранитных серий, ассоциированных с базальт-липаритовыми в калий-натриевом и натриевом вариантах. Указанные особенности распространяются на гранитоиды и сиениты, среди которых можно выделить те же типы и фации. Связь контактово-метасоматических медно-магнетитовых месторождений со вторым типом в калий-натриевом варианте привлекла к нему особое внимание. Учитывая тесную связь второго типа с базитами и отсутствие таковой у первого, уральские геологи пришли к единодушному мнению о сиалическом коровом происхождении первого типа и базальтоидном — второго. Было учтено и различие возраста — главная масса гранитов первого типа имеет позднепалеозойский возраст, второго и сопровождающих их вулканитов — среднепалеозойский.

Несколько позже (в 60-х годах) было выявлено еще одно различие двух типов, связанное с аксессуарным магнетитом; в первом он практически отсутствует (сотые, максимум десятые доли процента), для второго — характерен (первые единицы процента). В первом типе магнетит, если он есть, содержит десятые доли двуокиси титана, во втором — единицы процента. Это дало возможность разделять оба типа на магнитных картах и использовать последние для формационно-генетического расчленения гранитоидов [119].

Естественно, возник вопрос — в чем дело? Несомненно было, что появление или отсутствие магнетита — функция условий кристаллизации гранитов, а не их химического состава, ибо указанные различия наблюдались в изохимических, в том числе по содержанию железа, типах. Столь же очевидно, что различие условий коррелируется с глубиной формирования [69].

Более тщательное сопоставление химического состава двух типов гранитов дало неожиданный результат: оказалось, что граниты второго типа и комагматичные им липариты статистически значимо богаче первого кремнеземом (75 и 72,5%). Различия характерны для пород с максимальным содержанием кремнезема в каждом типе, которые мы назвали предельными. Сопоставление с экспериментами Таттла и Боуэна [141] показало, что два типа, имеющие мировое распространение и по существу давно выделенные как связанные и не связанные с вулканическими комагматами, соответствуют температурным минимумам в бедных и богатых водой расплавах в системе альбит—ортоклаз—кремнезем. По данным экспериментов для понижения содержания кварца от 40 до 30% и соответственно кремнезема от 75 до 72,5% требуется увеличение давления воды до 3–5 кбар, которое отвечает литостатическому давлению на глубинах 10–15 км.

Стало понятно и отсутствие у первого типа эффузивных аналогов: богатые водой магмы при подъеме теряют ее и кристаллизуются, не будучи в состоянии достичь верхних горизонтов земной коры и излиться на поверхность, т.е. сформировать гипабиссальные, субвулканические и излившиеся фации.

Все это стало предметом обсуждения на Первом Всесоюзном симпозиуме по петрологии и геохимии гранитоидов в Миассе (1971 г.) [94].

В результате, сложившееся на основе комплекса геологических, петрографических и минералогических данных выделение двух типов гранитов получило физико-химическое истолкование и подкрепление. Этим типам соответствуют продукты анатексиса коры и дифференциации мантийных базальтовых или андезитовых магм, различающихся по величине отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. К этим типам близки граниты *S* и *I*, выделенные австралийскими исследователями [108]. Деление гранитов и гранитоидов по степени водоносности магм и условиям их генерации было далее разработано Г.Б. Ферштатером и положено в основу формационного и металлогенического расчленения [68].

Сопоставление экспериментальных данных Таттла и Боуэна по частной системе анортит—альбит—ортоклаз с соотношениями модалных плагиоклаза и калий-натриевого полевого шпата в гранитах обоих типов разъяснило причину противоречия между химической классификацией и количественно-минералогической Иоганнсена [120–122]. Состав модалных полевых шпатов определяется взаимной растворимостью их минералов — альбита, ортоклаза, анортита, прямо зависящей от температуры кристаллизации магм, которая, судя по экспериментальным данным, падает от $\sim 1000^\circ\text{C}$ в сухих гранитных расплавах до 650°C в богатых водой. Поэтому в наиболее распространенном петрохимическом типе калий-натриевого гранита (с примерно равными весовыми количествами нормативных ортоклаза и альбита и около 10% анортита в полевых шпатах, содержащих 3% Na_2O и 5% K_2O), объединяющем оба описанных выше типа и аналогичном по составу липаритам, количественные соотношения двух видов полевых шпатов могут варьировать в широких пределах в зависимости от температуры кристаллизации. При минимальной температуре (650°C) плагиоклаз и калиевый полевой шпат присутствуют примерно в равных количествах. Они максимально очищены от примесей чуждых минералов: плагиоклаз — от ортоклаза (калия), калиевый полевой шпат — от альбита и анортита (натрия и кальция). Такие соотношения типичны для глубинных водных гранитов. При наивысшей температуре, свойственной сухим магмам, благодаря высокой взаимной растворимости минералов полевых шпатов образуется один их вид, представленный известковистым анортоклазом или продуктом его распада — микропертитом. В промежуточных условиях количественные соотношения двух видов полевых шпатов меняются в указанных крайних пределах в рамках двухполевешпатовых. Естественно, с точки зрения рациональной классификации, необходимо рассматривать перечисленные виды гранитов как различные минеральные фации в рамках одного химического вида, что и было подчеркнуто Таттлом и Боуэном.

Различия в содержании воды в расплавах и температуре кристаллизации сказываются в рамках того же химического состава гранитов и в поведении железисто-магнезиальных силикатов. При наивысших температурах в расплавах кристаллизуются безводные силикаты: фаялит, гиперстен, гранат альмандин-спессартитового ряда, редко — кордиерит, обычно — магнетит. Биотит появляется при температурах около 800°C . При наинизших температурах устойчив только биотит, магнетит исчезает.

Таким образом, различия в содержании кремнезема, обусловленные зависимостью состава котектик от давления воды при примерном сохранении соотношений других компонентов, коррелируются с минеральным составом, фиксирующим различные минеральные фации. Указанные минеральные фации прослеживаются и в неопределенных по содержанию кремнезема гранитоидах и в сиенитоидах. Различия показывают существование промежуточных разностей гранитов и гранитоидов между двумя крайними типами. Статистика и геологические наблюдения говорят, что, несмотря на это, они в основе дискретны. Вариации минерального состава наблюдаются в рамках второго типа при сохранении свойственного ему содержания кремнезема, ибо они чувствительны к незначительным вариациям содержания воды, не сказывающимся на содержании кремнезема.

Итоги этих исследований опубликованы в серии работ [73–75, 81, 83]. К вопросам классификации вулканитов автор обратился, с одной стороны, под влиянием книги А.Н. Заварицкого [16], опубликованной в 1944 г., с другой — в результате постановки в 1960–1962 гг. в Уральском территориальном геологическом управлении темы по разработке классификации и номенклатуры эффузивов для целей геологического картирования и первичной документации. В книге А.Н. Заварицкого, построенной на материалах по свежим вулканитам мира, автор обратил внимание на существование двух четко выраженных дискретных серий: нормальных и щелочно-основных, изображаемых в координатах $a-b-c$ в виде двух систем моновариантных линий, фиксирующих в трехмерном пространстве тех же координат две поверхности, которые, таким образом, являются геометрическим отображением двух бивариантных мировых серий вулканитов. Используя приведенные у А.Н. Заварицкого первичные данные, собрав систематические данные по петрохимии вулканитов Урала, автор сопоставил те и другие в координатах $Q-a$.

В результате автор убедился, что нормальный ряд вулканитов в первом приближении представляет собой мировую бивариантную серию, в рамках которой проявляются многочисленные моновариантные, в том числе серии А.Н. Заварицкого, и отдельные — невариантные. Это в дальнейшем подтвердилось на основе построений изолиний содержания суммарного железа в координатах кремнезем — сумма щелочей на материале Урала и Камчатки [89, 90]. Удалось уточнить границы главных видов вулканитов на основе многолетней петрографической практики. Подтвердилось существенное расхождение во мнении Г. Розенбуша и его последователей относительно границы базальтов и андезитов с профессиональными петрографами, в том числе классиками: А. Харкером, Ф.Ю. Левинсоном-Лессингом, Г.В. Тиррелем и др. [117, 30–37, 57]. Если первые, включая авторов учебников (в том числе А.Н. Заварицкого [17]), рассматривают андезиты как аналоги бескварцевых диоритов, то вторые — как кварцевых. Таким образом, на практике подавляющее большинство петрографов рассматривают в качестве главного отличия андезитов от базальтов не степень известковистости и содержание анортита в полевых шпатах, а степень пересыщенности кремнеземом: базальты насыщены, недонасыщены или слабо пересыщены, андезиты всегда существенно пересыщены. Анортитовое число в базальтах и андезитах колеблется в одинаковых и достаточно широких пределах, хотя в первых в среднем

оно выше. Этим различием объясняются и давно подмеченные различия в структуре основной массы. Не случайно гялопилитовая структура получила название андезитовой. Величина анортитового числа 50% в петрографической практике не является нижней границей базальтов, а соответствует статистической моде в отличие от условной границы габбро и диоритов по этой величине анортитового числа [76, 79].

Привлечение и анализ других литературных данных по базальтам, сопоставление платформенных, эвгеосинклинальных и орогенных их разновидностей, щелочного ряда и нормальных, ассоциированных с теми и другими ультрабазитов позволило выявить ряд других закономерностей состава, в том числе важное петрогенетическое значение титана, его соотношений с магнием и железом [82, 97].

Анализ обширного материала подтвердил наметившуюся на примере гранитов общую закономерность: вариации отношений магния и железа, калия и натрия мало или совсем не сказываются на отношениях других компонентов, что согласуется с экспериментальными данными. Этим характеризуется и классификационное значение указанных компонентов — они определяют подразделения второго порядка в рамках первого на основе соотношения суммы щелочей, кремнезема, известковистости, суммы железа и магния (меланократовости). Это коренной вопрос классификации и номенклатуры, в котором с прошлого столетия наметились две линии. Химики следуют сказанному нами, минералоги в основу кладут соотношение калия и натрия, плагиоклаза и калиевого полевого шпата, что противоречит химической классификации.

Последний этап исследований автора (1980—1983 гг.), затрагивающий вопросы классификации магматитов вообще, связан с детальным изучением (совместно с И.С. Чащухиным) интрузивных ультрабазитов Урала, принадлежащих двум мировым типам: альпинотипному (дунит-гарцбургитовому, хромитоносному) и концентрически-зональному (дунит-клинопироксенитовому, платиноносному). Эти исследования показали, что альпинотипные ультрабазиты, трактуемые большинством исследователей как истощенные мантийные реситы, представляют собой закономерную непрерывную серию с постоянным отношением $Al_2O_3 : CaO = 1,3$ в пределах до 3% CaO, отвечающим исходному лерцолиту (пиролиту). Продолжение серии фиксируется серией пикрит-базальт, сохраняющей то же кальций-алюминиевое отношение, заложенное в составе мантии и соответствующее базальтовой котектике [98].

Исходя из этого, нами построена диаграмма $CaO-Al_2O_3-MgO$, широко используемая в литературе для всего разнообразия эвмагматитов, т.е. пород, сохранивших в основном состав магм, из которых они образовались. Оказалось, что в указанных координатах четко разделяются главные пути эволюции нормальных и щелочно-ультраосновных магм, обусловленные условиями их генерации и, главное, глубиной. В свою очередь среди нормальных магм выделяются толеитовые и известково-щелочные—орогенные, островодужные, эвгеосинклинальные. Диаграмма, по-видимому, может служить основой общей генетической и физико-химической классификации, в рамках которой выделяются частные, но не менее важные закономерности, обусловленные поведением железа, титана, щелочей [95]. Итоги исследований автора опубликованы в серии работ [73—98].

Таблица 1

Семейства изверженных горных пород

Характерные минералы	Глубинные породы	Эффузивные аналоги
Щелочные полевые шпаты и кварц	Граниты	Липариты, комендиты, пантеллериты и кварцевые порфиры
Щелочные полевые шпаты	Сиениты	Трахиты и бескварцевые порфиры
То же + фельдшпатоиды	Нефелиновые и лейцитовые сиениты	Фонолиты и лейцитофиры
Кислый и средний плагиоклаз + амфиболы, пироксены, биотит	Диориты	Андезиты и порфириды
То же + кварц	бескварцевые кварцевые	
Основной плагиоклаз + пироксены или амфиболы + оливин	Габбро и нориты	Дациты и кварцевые порфириды
Основной плагиоклаз	Анортозиты	Базальты, мелафир и диабаз
Оливин, пироксены	Перидотиты и пироксениты	Нет
Пироксены		Пикрит и пикритовый порфирит
Фельдшпатоиды	Щелочные габброиды	Нет
		Щелочные базальтоиды

Принятая сейчас классификация и номенклатура магматитов сложились во второй половине XIX в. и впервые приведены в систему основателем современной петрографии немецким ученым Г. Розенбушем [49, 136].

В основе классификации магматитов Розенбуша лежит выделение групп пород, аналогичных по составу, но различных по структуре, что связано с разницей условий образования. Этот принцип полностью сохраняет свое значение и сейчас с некоторыми исключениями. Магматиты подразделяются на глубинные, эффузивные и жильные. Первые образуются путем внедрения магмы (интрузии) внутрь земной коры и поэтому могут быть названы интрузивными. Оба термина не совсем точно соответствуют содержанию, которое в них вкладывается: под глубинными или интрузивными понимаются яснокристаллические магматиты, которые могут образоваться и внутри мощных покровов, в то время как интрузивные по форме залегания породы иногда имеют эффузивный облик, если образуются в условиях быстрого охлаждения. Поэтому В.Н. Лодочников в примечаниях к русскому изданию книги Розенбуша предлагает называть эти породы гранолитами, т.е. зернистыми.

В табл. 1 приведена классификация Розенбуша с некоторыми упрощениями [49].

К схеме Розенбуша были сделаны дополнения: введены гранодиориты, адамеллиты, деллениты, плагиограниты и другие виды магматитов.

Классификация и номенклатура Розенбуша в основном были качественными. Впервые количественная минералогическая классификация была разработана американскими петрографами Кроссом, Иддингсом, Персоном и Вашингтоном (CIPW) [109].

Пионером количественных минералогических классификаций на основе реального минерального состава ("модального") был А. Иогансен [120, 121]. Он выделил классы по меланократовости, порядки по содержанию

анортита в плагиоклазе, семейства по отношению кварца, полевых шпатов и фельдшпатоидов и калиевого полевого шпата к плагиоклазу. Плагиоклаз с меньшим содержанием анортита (меньше 10%) присоединяется к калиевому полевому шпату.

В новейших классификациях [30] развиваются принципы, предложенные А. Иогансенем.

Уже Г. Аби в 1841 г. [101] ввел деление изверженных пород по содержанию кремнезема, которое сохранилось до сих пор: кислые — свыше 65 SiO_2 , средние — 52–65, основные — 45–52, ультраосновные — менее 45%.

Ф.Ю. Левинсон-Лессинг [30–37] разработал этот принцип классификации и ввел для перечисленных выше групп названия: ультрабазиты, базиты, мезиты, ацититы. Пироксениты и горнблендиты он относил к базитам. Давно стало ясно, что эта классификация очень условна, ибо содержание кремнезема без учета других компонентов, прежде всего щелочей, не характеризует степень насыщенности или пересыщенности породы кремнеземом, т.е. их кислотные свойства. Поэтому С. Шенд в 1913 г. [137] ввел понятие насыщенности пород теми или иными окислами по отношению к другим. Он выделил насыщенные и ненасыщенные кремнеземом минералы и пере-, недо- и насыщенные им породы. По соотношению алюминия, кальция и щелочей он выделил четыре группы: 1) сверхглиноземистые — с избытком алюминия (нормативным корундом); 2) метаглиноземистые — с недостатком по отношению к сумме щелочей и извести, но с избытком по сравнению со щелочами, т.е. с нормативным анортитом; 3) сверхщелочные — с избытком щелочей по отношению к глинозему, т.е. с нормативным эгирином; 4) субглиноземистые — с примерно одинаковой суммой щелочей и глинозема, т.е. без нормативных анортита и эгирина. Классификации по соотношению кремнезема и оснований, глинозема и оснований взаимно независимы. Предложения Шенда — первая попытка внести в классификацию магматитов научную неформальную химическую основу. Они лежат в основе современной химической классификации магматитов. Принцип насыщенности может быть распространен и на другие окислы, например на соотношение кальция, магния и железа: можно выделять насыщенные, недосыщенные и пересыщенные кальцием породы — без нормативных гиперстена и волластонита, с гиперстеном и с волластонитом. Сверхщелочные породы Шенда сейчас принято называть агапитовыми, а отношение щелочей к глинозему — коэффициентом агапитности [142].

Физико-химический подход к изучению магматических пород зародился еще в начале XIX в. Первые представления были очень примитивны: считалось, что порядок кристаллизации определяется температурами плавления минералов. С этой точки зрения кварц должен был кристаллизоваться раньше полевых шпатов. Р. Бунзен первый показал, что магма — это сложный раствор, порядок кристаллизации из которого определяется его составом, и подошел по существу к представлениям об эвтектиках и котектиках, которые стали известны несколько позже и были применены к объяснению происхождения магматических горных пород. И. Фогт ввел термин "котектика" (в дополнение к эвтектике) и показал котектическую и эвтектическую природу не только гранитов и

липаритов, но базальтов и габбро [143–145]. Много сделал для пропаганды эвтектической природы магм Ф.Ю. Левинсон-Лессинг. Эксперименты Н. Боуэна и его последователей создали надежную основу для построения моделей генерации котектических расплавов в результате селективного плавления различного по составу субстрата или фракционирования ранее образовавшихся магм при различных давлениях и режиме летучих компонентов. В результате подход к магмам как к котектикам — один из основных принципов современной петрологии. Нашло физико-химическое объяснение и явление гетероморфизма, которое проявляется в существовании изохимических минеральных фаций. В учении о метаморфизме — это основа классификации. В применении к магматическим горным породам принцип минеральных фаций еще не приобрел такого значения, хотя применяется уже довольно широко [43].

Представление о стадийности формирования магматических горных пород отчетливо сформулировано М.А. Усовым [62], выделившим первичную, диагенетизированную и зеленокаменную фазы. Сейчас это представление особенно детально разработано в применении к осадочным горным породам. Регрессивное преобразование гранитоидов, выражающееся в распаде твердых растворов полевых шпатов и сегрегации продуктов распада, хорошо показано Таттлом и Боуэном [141] в их классическом экспериментальном исследовании происхождения гранитов. Диафторез гранитоидов Урала, охватывающий как полевые шпаты, так и фемические минералы, описан Г.Б. Ферштатером и Н.С. Бородиной [68].

Давно известна роль структур как индикаторов условий формирования магматических горных пород при одинаковом их химическом или даже минеральном составе.

Горные породы, с одной стороны, сложные образования, состоящие из каких-то составных частей, с другой — это элементы структуры земной коры, неразрывно связанные с геологическим окружением. Геологические условия залегания определяют во многом и условия формирования магматитов, а следовательно, их состав, структуру, характер стадийности, часто металлогению. Этим определяется необходимость понятия геологической фации магматитов. На примере интрузивов и эффузивов мы уже подчеркивали значение разделения геологической и петрографической классификаций магматитов, которые могут не совпадать.

Сейчас принято выделять интрузивные (интракрустальные) и излившиеся (экструзивные, супракрустальные) фации.

Из сделанного краткого обзора ясно, что в качестве основ геолого-генетической классификации магматических горных пород наметились: котектическая природа магм, принцип геологических, минеральных и структурных фаций, стадийность формирования. Химическая классификация должна быть основана на принципе насыщенности одними компонентами по отношению к другим и корреляции химического состава с котектиками.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ОСНОВА КЛАССИФИКАЦИИ

ПРИНЦИПЫ ДЕЛЕНИЯ МАГМАТИТОВ И ИХ АНАЛОГОВ

К магматитам относят продукты затвердевания магм, сохранившие их химический состав за вычетом значительной части летучих компонентов (эвмагматиты), и продукты накопления кристаллов в результате гравитации под влиянием разности плотностей, сил сцепления или движения (кумуляты). Между эвмагматитами и кумулятами есть переходы, обусловленные местным взаимным перемещением кристаллов, например плагиоклазов и пироксенов. В результате образуются комплементарные фации, в среднем имеющие состав эвмагматитов (рис. 1)*. В целом среди магматитов преобладают разности, близкие к эвмагматитам, что доказывается существованием закономерных серий и близостью пород к котектикам. Частичная кумуляция — причина дисперсии составов магматитов на всех диаграммах по сравнению с идеальными эвмагматитами, к которым близки афировые разности.

В зависимости от скорости охлаждения эвмагматиты делятся на ясно кристаллические или гранолиты — продукты медленного охлаждения, микролиты, в том числе порфиrolиты, — продукты быстрого затвердевания под влиянием охлаждающего влияния окружающей среды и промежуточные структурные разности. Это соответствует традиционному делению на породы интрузивного, эффективного и жильного облика. Породы жильного и даже эффузивного облика могут формироваться на различных глубинах, ибо температура магмы всегда намного выше, чем вмещающих пород. Поэтому квалификация порфировых пород жильного облика как обязательно гипабиссальных ошибочна. Закаленные порфировые разности возможны в любых фациях глубинности, хотя, естественно, наиболее распространены в гипабиссальных и субвулканических. В то же время зернистые разности известны в центральных частях вулканических потоков [72]. Таким образом, геологическое деление по форме залегания на интрузивные, эффузивные и жильные породы не обязательно совпадает с петрографическим по их структурному облику. Эвмагматиты и кумуляты могут быть объединены в одну группу как истинно магматические породы или ортомагматиты.

В основных и ультраосновных магмах кумуляты состоят обычно из оливина, пироксенов — ромбического и моноклинного в различных пропорциях с примесью хромита и титаномагнетита, обособляющихся иногда в отдельные рудные горизонты с переменной примесью плагиоклаза. Наряду с этим встречаются существенно плагиоклазовые кумуляты (анортозиты). Химический состав кумулятов и той магмы, из которой они образовались, различен. Магм, имеющих химический состав кумулятов, не существует. Поэтому принципы классификации их отличны от эвмагматитов. Деление по степени закалки здесь теряет смысл, так как закаленных кумулятов нет.

* На рис. 1 и других: *Fem* — фемические минералы; *Di* — диопсид; *Al* — альбит; *Or* — ортоклаз; *An* — анортит; *Fo* — форстерит; *En* — энстатит; *Ne* — нефелин; *Lc* — лейцит; *Ol* — оливин; *Me* — мелилит; *Pu* — пироп; *Phl* — флогопит; *Sp* — шпинель; *Q* — кварц; *Px* — пироксен; *Ac* — акмит.

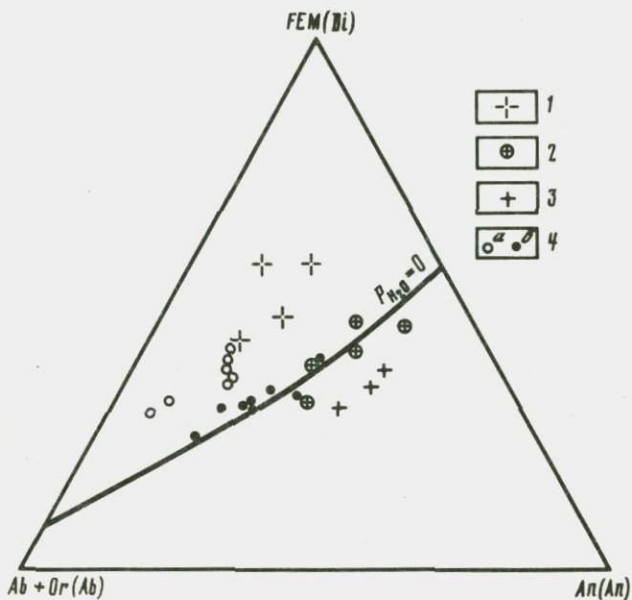


Рис. 1. Сопоставление нормативного состава различных видов метабазальтов карамлыташской свиты среднего девона на Южном Урале с котектикой в системе $An-Ab-Di$ [86]

1 - пироксеновые порфиристы; 2 - пироксен-плагноклазовые порфиристы; 3 - платиноклазовые порфиристы; 4 - афировые базальты (диабазы): а - альбитизированные ("спилиты"); б - изохимически гидратированные ("сосюртитизированные")

Характерная особенность кумулятов — градиенты состава по вертикали, обусловленные ходом кристаллизации и механизмом осаждения. В целом к низу понижается железистость, что соответствует повышению тугоплавкости. Это естественно, ибо внизу накапливаются самые ранние продукты кристаллизации. Характерна также ритмичность, аналогичная ритмичности механических осадков.

Похожи по минеральному составу на кумуляты ультрамафиты (лерцолиты, гарцбургиты и дуниты), состоящие из магнезиального оливина (8–10% фаялита), орто- и клинопироксенов, аксессуарного хромшпинелида. От кумулятов их отличает выдержанность железистости минералов и ограниченные пределы колебаний минерального состава, отсутствие непрерывных первичных (магматических) переходов к габброидам, т.е. геологическая самостоятельность. Они отличаются и металлогенически: служат вмещающими породами для крупнейших месторождений хромита, богатого окисью хрома, и лишены крупных месторождений сульфидного никеля, характерного для ультраосновных кумулятов. Подобно кумулятам они лишены закаленных, в том числе эффузивных, аналогов.

Большинство петрологов и геологов разделяют предположение, что рассматриваемые породы представляют собой тугоплавкий остаток ("рестит"), возникший при выплавлении из вещества верхней мантии базальтоидной магмы. Реститы встречаются как геологические тела внутри зем-

ной коры, будучи тем или иным способом перемещены из мантии или в форме глубинных ксенолитов (нодулей) в щелочных вулканитах. Отнесение реститов к магматическим породам условно, так как они являются результатом не кристаллизации магмы, а ее генерации. Однако аналогичность кумулятам (они также в момент образования сосуществовали с магмой) дает основание присоединить их к магматическим породам, к которым их всегда и относили, несмотря на сложность и дискуссионность вопроса генезиса.

В классификационных целях кумуляты и реститы ввиду аналогии их минерального состава можно объединить, противопоставив эвмагматитам.

К магматическим породам со времен Г. Розенбуша принято относить пегматиты и аплиты. Сейчас доказано, что те и другие могут образоваться путем перекристаллизации как интрузивных, так и первично вулканогенно-осадочных пород под влиянием нагретых флюидов с примерным сохранением исходного химического или даже минерального состава, представляя собой результат собирательной перекристаллизации (в пегматитах), измельчения зерен и лейкократизации в аплитах, метаморфической дифференциации и метасоматоза. В то же время известны пегматиты и аплиты, выполняющие полости, с резкими контактами с боковыми породами, представляющие собой, несомненно, продукт кристаллизации какого-то расплава или раствора, богатого флюидами. В гранитных пегматитах такого рода известны закаленные краевые графические зоны. В аплитах такие зоны отсутствуют. Состав этих зон коррелируется с составом материнских гранитов.

Пегматиты и аплиты, по-видимому, должны быть объединены в особую группу в связи со своеобразием их генезиса и отсутствием часто достоверных признаков эвмагматического происхождения. Поэтому термины "пегматиты" и "аплиты" могут применяться как петрографические, охватывающие породы различного происхождения, похожие на магматические, по облику.

Породы, похожие на ортомагматические и даже на эвмагматические по минеральному составу, а иногда и по структуре, в основном яскрокристаллические, могут возникнуть в результате метаморфизма и метасоматоза при температурах, близких к магматическим. Так, породы, похожие на габбро, кварцевые диориты, гранодиориты, граниты, образуются иногда в результате собирательной перекристаллизации близких по составу эффузивов без существенного изменения их химического состава. Лейкократовые породы, аналогичные аляскитам, гранитам, сиенитам, анортозитам, возникают в результате метасоматоза различных интрузивных пород. Широко распространены метасоматические ультрабазиты — дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, верлиты, пироксениты (диопсидиты, энстатититы, вебстериты), габброподобные породы (габброиды), развитые на месте ультрабазитов и базитов. Геологические и петрологические наблюдения обычно позволяют распознать истинную природу этих пород, которые не должны отождествляться с истинно магматическими. Такие породы можно объединить под общим названием "магматоиды".

Ортомагматические породы после формирования при высоких температурах претерпевают значительные изменения (диафорез и прогрессивный метаморфизм).

Таблица 2

Схема классификации пород магматического облика

Ортомагматиты	Парамагматиты	Псевдомагматиты по	
		магматитам	о садочным породам
Эвмагматиты гранолиты (“интрузивные”) порфири- и микролиты (эф- фузивные) гранопорфиролиты (“жилльные асхи- стовые”)	Пегматиты и аплиты Фазовые (выпол- нение)	Гранобластиты гранодиориты по дацитам граниты по липаритам габбро по базальтам Метасоматиты апоультрабази- товые – дуниты, пироксениты, горнблендиты, верлиты и др. апогаббровые – анортозиты, анортитовые габбро и др.	Продукты гранитиза- ции, сиенитизации, габброизации песча- ников, глинистых сланцев и др.
Кумуляты ульграмафиты и меланолиты ульграсалиты и лейколиты	Фациальные (пере- кристаллизация и замещение)		
Мантийные реститы интрузивные нодули			

Как важнейшие виды постмагматических преобразований магматитов, протекающих при охлаждении пород, которые необходимо учитывать при классификации, можно выделить: отжиг–гомогенизация (исчезновение зональности), распад твердых растворов и сегрегация продуктов распада, перераспределение компонентов применительно к падающей температуре (полевые шпаты, титаномагнетиты, хромшпинелиды, феррические минералы и др.), перекристаллизация и исчезновение первичных структур – гранобластез (габбровая структура на месте офитовой, аллотриоморфная на месте гранитной и др.), грануляция (ороговикование), пегматоидная перекристаллизация, гидратация и окисление с выделением вторичного магнетита. Некоторые из перечисленных процессов могут быть связаны и с воздействием внешних факторов. Исключительно разнообразны преобразования, обусловленные наложением различных видов метаморфизма. При этом формируются либо полностью преобразованные, равновесные в новых условиях породы (метаморфические), либо неравновесные, с реликтами первичных пород (метаморфизованные). Граница между магматитами и метаморфитами в данном случае условна. Обычно руководствуются степенью сохранения первичной структуры. Так, уральское и соссуритовое габбро, полностью изменившее первичный минеральный состав, все-таки называют габбро, а не зеленокаменной породой. Об этом подробно писал А.Н. Заварицкий [18].

Таким образом, отнесение зернистых пород магматического, точнее интрузивного, облика к магматическим нередко представляет проблему, которая может быть решена только путем сопоставления петрографических и геологических наблюдений. В неясных случаях нет иного выхода,

как давать таким породам названия магматических, оговаривая условность этого.

В целом можно выделить обширную группу пород магматического облика (магматоидов), охватывающую истинные магматиты (ортомагматиты), похожие на них парамагматиты (пегматиты и аплиты) и метаморфиты (псевдомагматиты). Все эти породы в дальнейшем могут подвергнуться метаморфизму, изменяющему их состав и структуру (табл. 2).

Из сказанного ясно, что для магматитов в определенных случаях существует проблема их разграничения от похожих по составу и структурам метаморфитов, на которой стоит остановиться отдельно. Схема взаимоотношений магматитов различного типа и похожих на них магматоидов приведена в табл. 2.

РАЗГРАНИЧЕНИЕ МАГМАТИТОВ И МЕТАМОРФИТОВ

Большей частью, за исключением редких богатых щелочами пород, постепенный переход от расплавов, содержащих в растворенном состоянии воду и другие летучие компоненты, к флюидам, состоящим в основном из этих компонентов, отсутствует. Это вытекает из ограниченной растворимости летучих в расплаве даже при самых высоких давлениях (до десятков килобар). Кристаллизация заканчивается полным израсходованием расплава, образованием твердой горной породы. Флюид, сосуществующий с расплавом и пропитывающий вмещающие его породы, вызывает в последних метаморфизм магматической стадии, а после затвердевания расплава — постмагматической стадии. Первый вид метаморфизма выражается в тепловой перекристаллизации (изохимический метаморфизм) и приближении состава пород к составу выделяющихся из расплава кристаллов (гранитизация, сиенитизация, габброизация и др.). Образуются околоматические метаморфические породы, как правило, отделенные от магматических резкой границей. Постмагматические преобразования происходят в полностью затвердевшей магматической породе с сохранением в той или иной мере первичной структуры. Важно, что постепенных переходов от магматических пород к постмагматическим, т.е. метаморфическим, нет.

Минимальная температура природных силикатных расплавов близка к 650°C , максимальная достигает $1300\text{--}1400^{\circ}\text{C}$. Этим определяются температурные интервалы формирования магматических и метаморфических пород. В метаморфических породах, возникших при температуре выше 650°C , т.е. принадлежащих к соответствующим фациям (амфиболитовой, гранулитовой, эклогитовой, роговиковой), могут присутствовать такие же минеральные ассоциации, как и в магматитах. Валовой химический состав пород в этом случае дает основание для установления природы субстрата — осадочной или магматической. Главная трудность при пользовании геотермометрами заключается в том, что в ходе охлаждения магматические горные породы претерпевают сложные преобразования, приспособляясь к изменяющимся физико-химическим условиям. Поэтому часто (хотя и не всегда) в первично-магматических породах встречаются равновесные парагенезисы, отвечающие температурам, которые намного ниже магма-

тических. Это приводит нередко к недоразумениям при формальном применении геотермометров, основанных на зависимости коэффициентов распределения компонентов между сосуществующими фазами от температуры.

Так, постмагматическим происхождением магнетита объясняется часто наблюдающееся в нем низкое содержание титана, несмотря на присутствие обособленного ильменита. Во многих габбро акцессорный титаномагнетит содержит всего 2–4% TiO_2 против 15–20% в первично-магматическом магнетите долеритов и габбро-диабазов. Пониженное содержание титана в магнетите сопровождается исчезновением офитовой структуры и преобразованием ее в габбровую, т.е. полигонально-зернистую гранобластового типа. В гранитоидах, бедных магнетитом (десятые доли процента), он большей частью целиком вторичен и содержит поэтому всего десятые доли процента TiO_2 . Это относится также к распределению калия и натрия между сосуществующими плагиоклазами и калиевыми полевыми шпатами, которое нередко отвечает температурам ниже магматических на 200–300°C, а иногда и больше.

Приспособление к понижающимся температурам иногда сопровождается изменением структуры: распадом твердых растворов, сегрегацией продуктов распада, возникновением новых минералов на месте старых, бластезом и др., что видно под микроскопом. Однако, например, в плагиоклазах изменение содержания калия может происходить без изменения структуры. К таким же процессам относится и исчезновение зональности. В этих случаях первичная структура может полностью сохраниться и доказательством приспособления будет служить только состав минералов.

4355
Поэтому особое значение приобретают другие критерии магматического происхождения являются закаленные структуры: 1) закаленные контакты (вплоть до появления стекла), иногда с одновременным появлением в контактах порфировой структуры с интрателлурическими фенокристаллами, исчезающей по мере удаления от них; 2) истинно порфировые структуры, в которых минералы вкрапленников более тугоплавки, чем основной массы, фемические минералы менее железисты, плагиоклазы более известковисты; 3) неравновесность минеральных парагенезисов, фиксирующая формирование пород в определенном интервале температур, ограниченном температурами ликвидуса и солидуса, колеблющимся от нескольких десятков градусов в предельных гранитах до 150–200°C в базитах. Неравновесность проявляется в зональности минеральных зерен, в дисперсии состава одного минерала в зернах различных генераций (самый распространенный пример – плагиоклазы); 4) сохранившиеся высокотемпературные фазы (высокотемпературные плагиоклазы, пироксены и др., вулканическое стекло). При отжиге признаки 3 и 4 могут исчезнуть.

Второй признак эвмагматитов, сохраняющийся при изохимическом метаморфизме и отжиге, не менее надежный, чем закаленные структуры, – котектический состав, который не может возникнуть никаким другим путем, кроме как кристаллизацией из расплава.

Общий признак для всех котектик – корреляция содержаний определенных, так называемых когерентных ("связанных") компонентов. В этом

принципиальное отличие подходов к изучению эвмагматитов и метаморфитов. Условия формирования последних определяют состав сосуществующих минералов, количественные соотношения которых роли не играют. В эвмагматитах условия образования магм определяют состав пород в целом. Это объясняется тем, что магма в момент генерации находится в равновесии с определенным числом твердых фаз.

Если магматическое происхождение закаленных эвмагматитов (эффузивных, жильных, краевых фаций гипабиссальных тел) обычно сомнений не вызывает, то для зернистых полнокристаллических разновидностей такая ясность достигается не всегда. Наибольшие затруднения встречаются при разграничении аналогичных по минеральному составу кумулятов, т. е. пород действительно магматических, близких к ним по составу мантийных респитов и продуктов некоторых видов высокотемпературного метасоматоза. Здесь требуется применение комплекса методов — геологических, петрологических, геохимических.

Самый распространенный пример — разграничение близких по составу гетерогенных ультрабазитов — первичных альпинотипных, кумулятов дифференцированных интрузий и продуктов метасоматоза пород первой группы. С этой проблемой часто тесно связано разграничение эвмагматических и апоультрабазитовых габброидов. Для зернистых эвмагматитов при отсутствии наиболее надежного признака — закаленных аналогов — ведущим критерием остается однородность и котектичность, для кумулятов — высокотемпературные магматические парагенезисы, геологические признаки гравитационного осаднения или всплывания.

Если эвмагматиты распознаются на основе ряда критериев, то ультрамафические кумуляты и похожие на них мантийные респиты нередко невозможно отличить от высокотемпературных метасоматитов. Здесь приходится руководствоваться в основном геологическими признаками — взаимоотношениями с другими породами, формой залегания.

Геологическими критериями являются геологические структуры внедрения при условии исключенности диапиризма, который фиксируется структурами пластической деформации; интрузивные контакты; экзоконтактовый тепловой метаморфизм (контактные роговики, метасоматиты).

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СОСТАВА ЭВМАГМАТИТОВ

Для понимания закономерностей состава эвмагматитов полезно представить в самом общем виде процессы магмообразования внутри Земли, исходя из современного уровня наших знаний. Первичные магмы могут возникать только в результате плавления либо верхней мантии, либо земной коры под влиянием нагрева, воздействия летучих или разгрузки, понижающей температуру плавления. Плавление любого многофазного (полиминерального) агрегата всегда протекает селективно с образованием сначала самых легкоплавких расплавов, а затем, по мере нагрева, с растворением (расплавлением) в нем избыточных против эвтектик компонентов вплоть до полного в пределе плавления. Поскольку в момент образования расплавы сосуществуют с каким-то числом твердых фаз, большим единицы, они всегда котектичны, т. е. ограничены в своем составе каким-то числом степеней свободы, определяемым правилом фаз.

Первичные магмы в дальнейшем могут эволюционировать главным образом путем кристаллизационной дифференциации, подчиняющейся законам кристаллизации гетерогенных природных систем. Генеральное направление этой дифференциации, определенное экспериментами Боуэна еще в начале века, — обеднение расплава мафическими компонентами вплоть до полного исчезновения магния и почти полного — железа и кальция, обогащение полевых шпатов щелочами, стремление к калий-натриево-му отношению, отвечающему температурному минимуму ($Ab : Or = 2 : 1$ — без кварца), повышение железистости (отношения железа к сумме его и магния в атомном выражении) в пределе до 100%. Эти закономерности блестяще подтверждаются наблюдениями в природе над порядком кристаллизации минералов и последовательностью формирования различных серий пород.

Вода всегда понижает температуру кристаллизации и плавления: 10% воды могут понизить ее на $300-350^{\circ}C$. Она также смещает состав котектик в сторону обогащения полевыми шпатами и обеднения мафическими силикатами, обеднения кремнеземом и, следовательно, кварцем или обогащения нефелином. Аналогично, но слабее, примерно в 3 раза, действует общее давление (1 кбар давления воды эквивалентен 3 кбар общего давления). Вода действует так же, как окислитель, способствуя выделению железа в форме магнетита и освобождению соответствующего количества кремнезема. Углекислота при высоких давлениях извлекает из силикатов мантии кальций, ибо кальцит обладает наиболее высокой температурой диссоциации.

Исходным веществом для выплавления магм внутри Земли, по общему мнению, является гранатовый лерцолит, близкий по химическому составу к альпинотипным лерцолитам [22]. В результате его селективного плавления образуются тугоплавкий остаток — респит и основные или ультраосновные магмы того или иного состава, зависящего от режима плавления. Чем выше температура, тем ближе состав магм к составу исходного лерцолита, а респита — к предельно тугоплавкому составу дунита.

Пытаясь найти наиболее общие закономерности состава эвмагматитов и их ассоциаций, мы построили по литературным и своим данным диаграммы $CaO - MgO - Al_2O_3$ (в мас. %), связывающие салические и мафические компоненты горных пород (рис. 2—6). За основу взяты вулканыты, как наиболее близкие по составу к магмам, имея в виду, что выявленные при этом закономерности могут быть распространены и на их интрузивные аналоги.

Выбор компонентов при построении диаграмм обоснован их ведущей ролью в формировании котектических расплавов. Так, замены магния железом, калия натрием почти не влияют на количественные соотношения мафических и салических минералов, на количество кварца и т. д. Более того, многие закономерности химического состава эвмагматитов, содержащих полевые шпаты или их заменители в проекции на треугольник анортит—альбит—ортоклаз, не зависят от количества кварца или даже нефелина: они сохраняются в сериях базальт—липарит, базальт—трахит, базальт—фонолит и в их интрузивных эквивалентах. Дальнейшее упрощение состава приводит в пределе к системе глинозем—известь—окись магния. Эта система позволяет наиболее четко выявить главнейшие и наиболее общие законо-

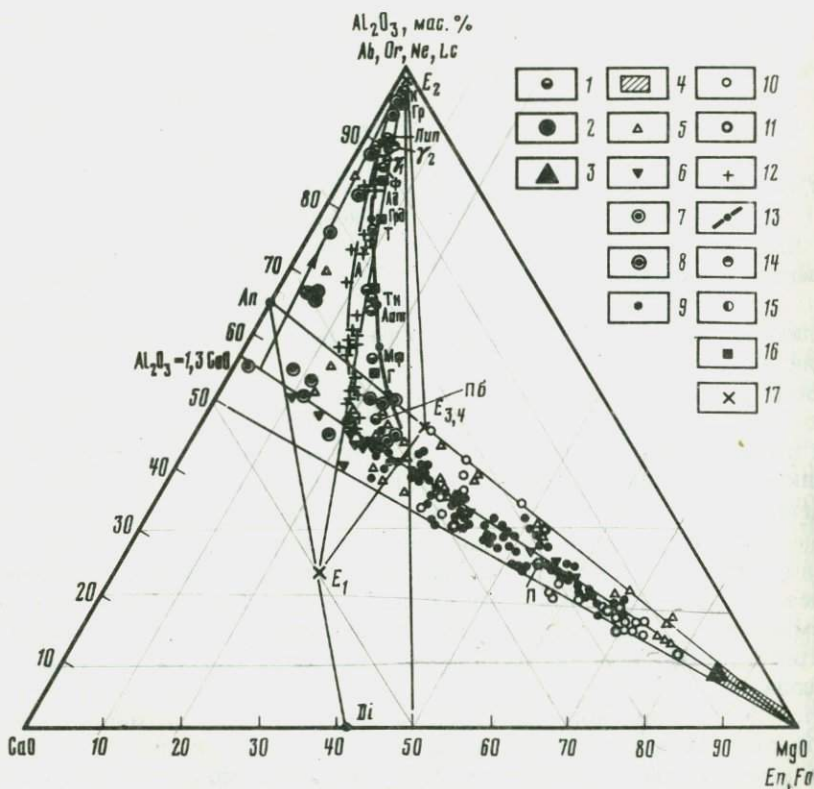


Рис. 2. Диаграмма $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}$ (мас.%) для пород с $\text{Al}_2\text{O}_3 > \text{CaO}$

1 — средние типы по Дэли — П — пикрит, Пб — платобазальт, Мф — мелафир, Лат — латит, А — андезит, Тн — тоналит, Т — трахит, Ф — фонолит, Лип — липарит, К — комендит [13]; 2 — средний океанический толеит Срединно-Атлантического хребта [26]; 3 — пиролит [48]; 4 — альпинотипные ультрабазиты; 5 — долериты Карру [61]; 6 — океанические толеиты [107]; 7 — габброиды и гранофиды Скергаарда [64]; 8 — расчетные остаточные расплавы Скергаарда [64]; 9 — ряд пикрит-базальт Ветреного пояса по В.С. Куликову; 10 — архейские коматиты [44]; 11 — ультраосновные лавы Кипра [44]; 12 — вулканы островных дуг [107]; 13 — вулканы Каскадных гор — вариационная линия [58]; 14, 15 — средние граниты [68]: 14 — вулканической (γ_2), 15 — плутонической ассоциации (γ_1); 16 — интрузивы Кордильер [58]: Г — габбро, Тн — тоналит (совпадает с 1), Ад — адамеллит (кварцевый монзонит по авторам), Гр — гранит; 17 — экспериментальные эвтектики при нормальном давлении: E_1 — диоксид-анортит, E_2 — диоксид-альбит, $E_{3,4}$ — анортит-энстатит и анортит-форстерит (температурный минимум)

мерности состава изверженных пород в целом и выделить главные и наиболее крупные классы, находящие генетическое объяснение.

Диаграммы позволяют наглядно проследить пути эволюции состава магматитов от наиболее богатых магнием и тугоплавких дунитов (содержащих 50% MgO) до самых легкоплавких, практически не содержащих его. В этом ее преимущества перед всеми другими видами диаграмм.

Диаграммы наглядно показывают различия двух главных рядов магматитов — нормального и щелочного. Эти различия закладываются на самых ранних стадиях дифференциации вещества мантии в результате ее

Рис. 3. Диаграмма CaO-Al₂O₃-MgO

1 — средние составы эвгеосинклинальных вулканитов Магнитогорской зоны Южного Урала [70]; 2 — средний состав толеита Срединно-Атлантического хребта [26]; 3 — орогенные серии; 4 — островные дуги; 5-7 — толеитовые серии

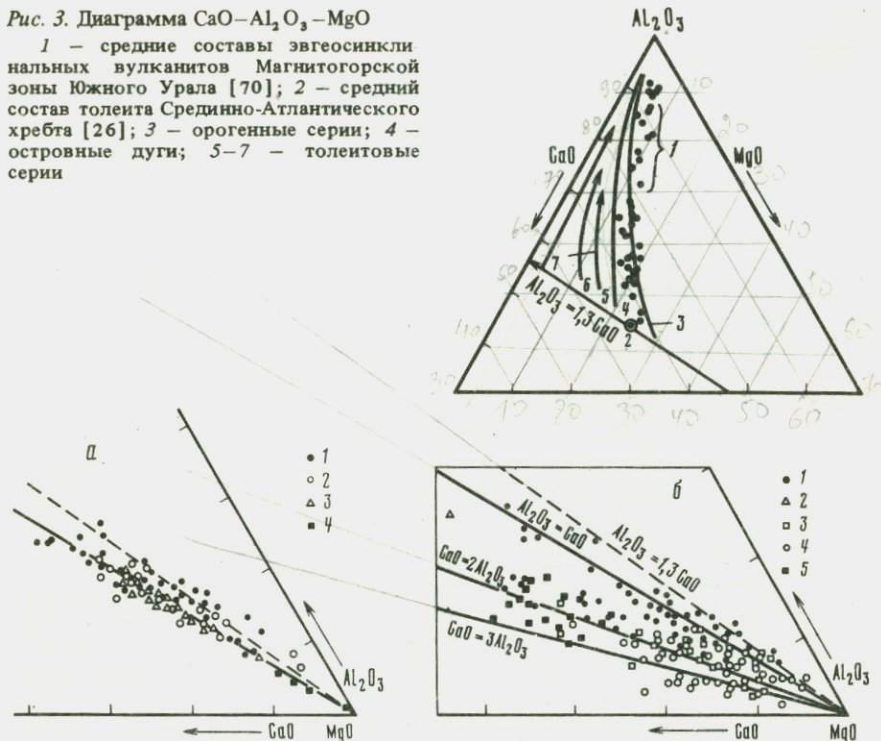


Рис. 4. Диаграмма CaO-Al₂O₃-MgO для ультраосновных вулканитов-коматитов с переменным соотношением Al₂O₃ и CaO

а — при Al₂O₃ ≈ CaO [44]

1 — Канада (пояс Абитибид); 2 — Западная Австралия; 3 — Южная Африка (Белингве); 4 — шпинелевые ультрабазиты глубинных включений в щелочных базальтоидах [69] б — при CaO > Al₂O₃ [44]

1 — пикриты Камчатки; 2 — авгититы Камчатки; 3 — коматиты Барбертона (Южная Африка); 4 — меймечиты Сибирской платформы; 5 — щелочные пикриты дельканской свиты

селективного плавления и проявляются уже в наиболее близких к ней по составу, особо богатых магнием разностях.

По объему резко преобладает первый—нормальный—ряд. Он изображается графически ломаной линией, состоящей из двух отрезков: дунит—базальт и базальт—салиты (липариты, трахиты, фонолиты). Первый отрезок характеризуется постоянным отношением Al₂O₃ : CaO = 1,3, заложенным в мантийных расплавах, отвечающих базальтовой котектике, и включает эвмагматиты ряда пикрит—базальт и мантийные реститы ряда дунит—гарцбургит—лерцолит. Содержание окиси магния в пикритовых порфиридах не превышает, как правило, 30%, редко поднимаясь до 32%, в мантийных реститах оно варьирует от 38—40% в лерцолитах до 50% в дунитах. Таким образом, намечается некоторый разрыв (≤ 10% MgO) между наиболее богатыми магнием пикритовыми порфиридами и мантийными реститами.

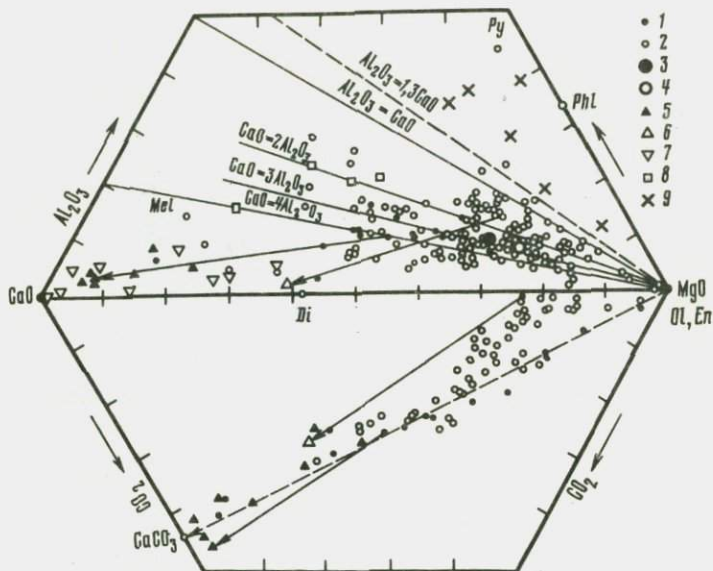


Рис. 5. Диаграммы $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}$ и $\text{CaO}-\text{CO}_2-\text{MgO}$ для ряда кимберлит-альонит-карбонатит

1 - средние составы кимберлитов Сибирской платформы [21]; 2 - составы кимберлитов мира (средние и единичные) по [60]; 3 - средний кимберлит трубок Мир и Удачная (230 анализов) по [21]; 4 - средний кимберлит по Дзели [13]; 5 - дайковые (карбонатитовые) фации кимберлитов Сибирских платформ [21]; 6 - то же для Лесото (Южная Африка) по [60] (стрелки соединяют составы кимберлитов трубок и даек); 7 - карбонатиты [147]; 8 - альониты [147]; 9 - гранатовые перцолиты и эклогиты глубинных включений с $\text{Al}_2\text{O}_3 > \text{CaO}$ [8, 9]

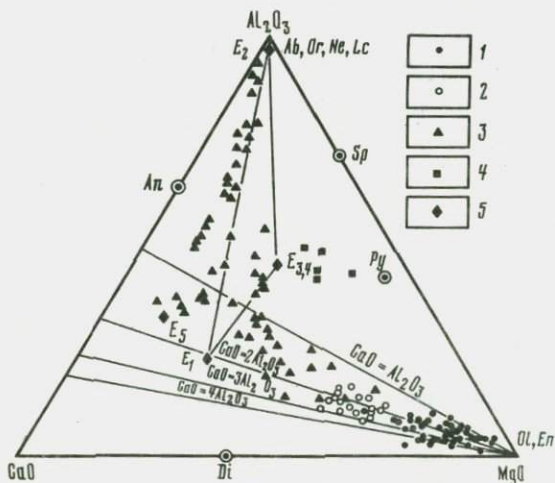


Рис. 6. Диаграмма $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}$ для щелочного (известкового) ряда эвмагматитов

1 - меймечиты Сибирской платформы [44]; 2 - щелочные пикриты Сибирской платформы [44]; 3 - щелочные пикритоиды, базальтоиды и лейколиты (салиты); 4 - ультракалийевые магнезиальные вулканиды (орендиты и др.) по [107]; 5 - эвтектики (см. рис. 2)

Резкая смена направлений эволюции магм объясняется появлением новой фазы — плагиоклаза. Если в ряду дунит—базальт расплавы сосуществовали с оливином, что подтверждается оливиновым составом фенокристов в серии пикритовых порфиритов, которые можно представить как раствор оливина в базальте, то в ряду базальт—салиты (липариты, трахиты, фонолиты) направление эволюции расплавов определяется котектикой пироксены—плагиоклаз в системе анортит—альбит—диопсид, что хорошо видно на диаграмме. Количество мафических силикатов в этой котектике — функция содержания анортита в плагиоклазе и падает в пределе почти до нуля. Это типичная мезократовая серия, в которой количество темноцветных минералов — функция состава силикатной части. Ее можно назвать мезокотектической в отличие от гиперкотектической серии базальт—дунит, в которой присутствует избыточный против пироксен-плагиоклазовой котектики оливин.

Пикритовые порфириты были выделены еще Г. Розенбушем как эффузивные аналоги перидотитов. В какой-то мере с этим можно согласиться, ибо полнокристаллические аналоги пикритовых порфиритов состоят из оливина, клино- и ортопироксена с переменной, но подчиненной примесью основного плагиоклаза. Подобно тому, как пикритовые порфириты образуют все переходы к базальтам через пикрито-базальты, полнокристаллические их аналоги образуют переходы к габбро через меланократовые разности. При увеличении содержания магния количество плагиоклаза нормативного и реального уменьшается вплоть до почти полного исчезновения. В эффузивах он может входить в состав стекла, имеющего базальтовый состав.

В последние годы среди пикритовых порфиритов были выделены так называемые коматиты, названные по району в Южной Африке, где они были описаны. Термин этот очень широкий (выделяют базальтовые и перидотитовые коматиты) и особой необходимости в нем нет. По содержанию он не выходит за рамки пикритовых порфиритов. Структура спинифекс, которая считается их характерным признаком, встречается в любых богатых оливином лавах и описана, в частности, В.С. Куликовым в пикритовых порфиритах ("пикрито-базальтах", по его терминологии) Ветреного пояса Карелии [27, 54]. Она — результат быстрой кристаллизации оливина, который в таких случаях охотно дает игольчатые и скелетные, дендритовидные кристаллы, легко получающиеся экспериментально.

Независимо от номенклатуры установленное в последние годы широкое распространение высокомагнезиальных ультраосновных вулканитов в различных районах мира — Канаде, Африке, Австралии и в СССР — и их изучение дали ценнейший материал для познания продуктов наивысшей степени селективного плавления мантии, максимально приближающихся к ней по составу, и типов их эволюции в сторону более лейкократовых составов.

Среди ультраосновных вулканитов мира, как бы их ни называть — пикритами или коматитами (это, безусловно, синонимы), сейчас с уверенностью можно выделить дискретные серии, довольно исчерпывающе охарактеризованные в книге Б.А. Марковского и В.К. Ротмана [44]. Они изображаются в первом приближении прямыми линиями, расходящимися от главного направления эволюции нормальных магм (см. рис. 4, а, б).

Пикриты Ветреного пояса Карелии и часть архейских коматитов на диаграмме совпадают с этим направлением ($Al_2O_3 : CaO = 1,3$). Пикриты (коматиты) Канады (пояс Абитибе), Южной Африки (Белингве), Западной Австралии группируются около линии $Al_2O_3 : CaO = 1$. В коматитах Канады намечается некоторое отклонение от этой линии по мере уменьшения содержания магния в сторону обогащения алюминием. Остальные коматиты из перечисленных, как отмечают и изучавшие их исследователи, довольно устойчиво сохраняют отношение $Al_2O_3 : CaO = 1$. Любопытно, что такое же отношение обнаруживает серия шпинелевых лерцолитов из глубинных ксенолитов по данным свыше 200 анализов по Рингвуду [48], показанная на рис. 4, а в виде ряда средних составов. По-видимому, эти лерцолиты фиксируют состав мантии и сохранение кальций-алюминиевого отношения в ходе ее эволюции при реститообразовании, отличающегося от главного типа. Аналогичные серии намечаются в альпинотипных ультрабазитах (Полярный Урал).

Наконец, пикриты Камчатки и особенно коматиты Барбертона (Южная Африка) обнаруживают постоянно повышенное отношение $CaO : Al_2O_3$, достигающее до 3. В пикритах Камчатки и ассоциированных с ними авгититах это отношение превышает 2. В наиболее богатых магнием пикритах Камчатки это отношение меняется в пользу глинозема и приближается к 1 с колебаниями в обе стороны. Коматиты Барбертона на диаграмме совпадают с областью составов меймечитов и щелочных пикритов Сибирской платформы, хотя и не обнаруживают других свойственных им черт состава — богатства титаном и железом. Богатство кальцием проявляется в пикритах Камчатки в виде выделений верлитов.

Характерно, что все серии, за исключением главной, ограничиваются пикритами, не распространяясь до базальтов. Можно отметить также ассоциацию пикритов Камчатки с авгититами.

Итак, кроме главного дунит-базальтового и двупироксенового, т. е. лерцолитового, существуют верлитовые направления изменения соотношения Ca, Al и Mg, близкие к щелочно-ультраосновным, среди которых наиболее известковистыми являются меймечиты и кимберлиты. Для второго — щелочного — ряда характерно преобладание CaO над Al_2O_3 в ультраосновных вулканитах, богатых оливином. Как было отмечено, при изменении величины $CaO : Al_2O_3$ можно наблюдать все переходы от нормального глиноземистого ряда к известковому. Минералогически это выражается в переходе от лерцолитового соотношения мафических силикатов к верлитовому, т. е. в исчезновении ортопироксена. С этим большей частью совпадает и появление прямых или косвенных признаков щелочности, усиливающейся по мере обеднения магнием и обогащения кальцием рассматриваемых пород.

Само отсутствие ортопироксена означает потенциальную щелочность, ибо допускает при незначительном содержании щелочей и недостатке кремнезема (оливин) появление нефелина. В меймечитах, как и кимберлитах, косвенным признаком щелочности является высокое содержание титана, в несколько раз превышающее таковое для нормальных ультраосновных вулкаников с тем же содержанием магния. Для кимберлитов характерен флогопит. При изменении содержания магния щелочность проявляется в появлении нефелина и мелилита в щелочных пикритах, представляющих

продолжение той же серии. Даже на продолжении вариационной линии камчатских пикритов появляются тесно ассоциированные с ними авгититы.

Щелочно-ультраосновные породы рассматриваемой группы четко делятся на два главных и дискретных ряда. Один из них — кальцит-оливиновый или кимберлит-альонит-карбонатитовый, существенным компонентом которого является магматический кальцит, заканчивает свою эволюцию карбонатитами, бедными оливином и флогопитом или лишенными их. Генерация соответствующих магм протекает в условиях алмаз-гранатовой фации ($P > 40$ кбар) при активном участии углекислоты, разрушающей силикаты кальция и извлекающей его из мантии вместе с титаном и калием. Эволюция магмы протекает путем фракционирования оливина, затем — флогопита (карбонатитовая ветвь), что доказывается сопоставлением состава трубок кимберлитов и связанных с ними даек [21]. В проекции на плоскость $MgO - CaO - CO_2$ отчетливо виден оливин-кальцитовый состав пород ряда (рис. 5).

Второй ряд в проекции на треугольник $CaO - Al_2O_3 - MgO$ в начале совпадает с первым, что объясняется также фракционированием оливина, но затем по мере уменьшения содержания магния под влиянием фракционирования клинопироксена постепенно обогащается глиноземом и эволюционирует в сторону щелочных базальтоидов вплоть до бесполовошпатовых (нефелинитов) и затем щелочно-алюмосиликатных составов (фонолитов, трахитов). Первичный кальцит отсутствует, и генерация магм ряда происходила, по-видимому, в условиях более низких давлений по сравнению с первым рядом, отвечающих графит-гранатовой фации (см. рис. 6).

Максимальное содержание MgO в щелочно-ультраосновных вулканитах достигает 40%, что значительно выше, чем в вулканитах нормального ряда. Это дает основание рассматривать в качестве реститов щелочного ряда дуниты, тождественные по петрогенным элементам альпинотипным дунитам.

Вероятно, треугольник $CaO - Al_2O_3 - MgO$ позволяет зафиксировать и разделить пути эволюции ультраосновных магм, генерировавшихся на различных глубинах внутри Земли от максимальных в наиболее известковом кимберлит-карбонатитовом типе до минимальных в нормальном известково-щелочном типе.

Диаграмма четко фиксирует также и роль режима летучих в генерации магм внутри Земли, оконтуривает области сухого, водного и углекислого магмообразования.

С точки зрения генезиса главное отличие щелочного или известкового (и верлитового) ряда ультраосновных магм от нормального состоит в том, что в первом отношении $Al_2O_3 : CaO$ остается постоянным как в эвмагматитах, так и в комплементарных к ним реститах, фиксируя тем самым исходный состав верхней мантии. Постоянство этого отношения в верхней мантии доказывается не только составом альпинотипных гипербазитов, но и глубинных ксенолитов, содержащих более 40% MgO , аналогичных по составу альпинотипным, но обнаруживающих статистически симметричное рассеивание по отношению к $Al_2O_3 : CaO$.

В известковом типе отношение $CaO : Al_2O_3$ много выше, чем в среднем составе верхней мантии, если судить по указанным выше фактам. Это можно объяснить только образованием комплементарных реститов, обогащенных глиноземом по сравнению с известью. Следовательно, надо

искать респиты, обогащенные глиноземистыми фазами высоких давлений. Такие породы находятся среди глубинных ксенолитов (богатые гранатом лерцолиты, глиноземистые эклогиты, кианитсодержащие породы). Это, конечно, пока гипотетично, но позволяет объяснить все разнообразие продуктов селективного плавления верхней мантии не различиями ее исходного состава, а глубиной и условиями плавления — давлением и связанным с ним режимом углекислоты.

Основной объективный смысл треугольника — деление всех эвмагматитов на известково-глиноземистые — резко преобладающие и глиноземисто-известковые с варьирующей щелочностью. Эволюция магм первого типа заканчивается нормальными базальтами, второго — обязательно происходит через стадию щелочных пикритов и затем щелочных базальтоидов.

Ряд дунит—базальт фиксирует подъем температуры ликвидуса по мере увеличения основности магмы, повышения содержания в ней магнезия и оливина и увеличения степени плавления исходного лерцолитового субстрата. При наиболее низких температурах образуются базальтовые расплавы, извлекающие из субстрата самые легкоплавкие сочетания компонентов, что прекрасно иллюстрируется экспериментами [22]. По мере повышения температуры происходит растворение в расплаве оливина. Поскольку содержание суммарного железа в субстрате и расплаве большей частью близко ($\sim 10\% \text{FeO}$), по законам распределения оно остается примерно постоянным. Увеличение содержания магнезия приводит к понижению железистости и падению содержания титана за счет не содержащего его оливина, также постепенно падают содержания щелочей, растут — хрома. Обычно плавление заканчивается при достижении содержания окиси магнезия в расплаве 25–30%, что на 10–15% ниже, чем в лерцолите. Излияние лав на поверхность происходит в том же порядке (т. е. антидромном): пикритовые порфириты моложе нормальных базальтов. Магма пикритовых порфиритов может давать интрузии с большой склонностью к дифференциации, благодаря значительной разнице температур солидуса и ликвидуса (много большей, чем в базальтах) и длительному интервалу кристаллизации оливина, а также его высокой плотности по сравнению с расплавом. Поэтому пикритовые порфириты нередко входят в состав единых вулканоплутонических формаций, включающих дифференцированные первично расслоенные интрузии, часто никеленосные.

Благодаря ранней кристаллизации оливина лавы обычно содержат его фенокристы, количество которых доходит до 75%. Афировые разности поэтому редки. При приближении состава к базальту появляются фенокристы пироксена.

Наряду с преобладающими пикритовыми порфиритами с умеренным содержанием железа, близким к таковому в мантии или чуть более высоким, известны (на западном склоне Северного Урала, на Кольском полуострове) разности с повышенным его содержанием, достигающим в расчете на закись 15–16% и титана (до 2–3% двуокиси) [52, 55, 56]. В этих разностях содержание железа падает по мере увеличения содержания магнезия, приближаясь в пределе к мантийному.

Внутри респитов намечаются ряды лерцолит—гарцбургит (38–45% окиси магнезия) и гарцбургит—дунит (47–50% MgO). В первом ряду содержание извести падает от 3 до 0,5% (0–1%), во втором — от 0,5 до 0%. Анало-

гично меняется и содержание глинозема с тем отличием, что в дунитах (благодаря примеси хромшпинелида с 10% глинозема) оно не снижается до нуля. Падает и железистость: от 10–11% в лерцолитах до 9–10% в гарцбургитах и 8% в дунитах. Содержание суммарного железа в расчете на закись падает от 10 до 8%. Уменьшается и содержание двуокиси титана от 0,2% до тысячных долей процента, окиси натрия примерно в тех же пределах. Содержание окиси калия остается на уровне 0,01–0,02%.

Гарцбургиты, таким образом, фиксируют перелом в вариационных линиях в координатах окись магния—окись кальция, алюминия, титана, натрия при отсутствии такого перелома в координатах глинозем—известь. Содержания железа и хрома, а также железистость меняются более плавно. Перелом обусловлен исчезновением фазы клинопироксена: в ряду гарцбургит—дунит диопсид первично входит в состав энстатита в виде твердого раствора. Более детальные исследования показывают существование некоторого усложнения в рассмотренных закономерностях, которое выражается в бивариантности серии: состав пород оказывается функцией двух независимых переменных содержаний кремнезема или, что то же, нормативного пироксена и извести при сохранении статистической моновариантной зависимости, рассмотренной выше. Бивариантность выражается в колебаниях содержаний извести в гарцбургитах от почти 0 до 1%, в лерцолитах — до 2–3%, с чем прямо связаны колебания содержаний глинозема в породах и минералах — пироксенах, акцессорных хромшпинелидах, содержания железа, титана, натрия. Эти зависимости говорят в пользу первичной, но не метаморфической природы вариаций состава пород. Химические составы пород ряда лерцолит—дунит в альпинотипных гипербазитах и глубинных ксенолитах ультрамафитов гранатовых минеральных фаций в щелочных базальтоидах тождественны.

Таким образом, намечается единый по химическому составу ряд лерцолит—гарцбургит—дунит с резко подчиненным объемом последнего члена, нередко отсутствующего и частью вторичного по происхождению, представленный различными фациями глубинности — гранатовой, шпинелевой и плагиоклазовой. Последняя, по-видимому, в значительной мере или полностью вторична и является продуктом разгрузки, сопровождающейся выделением глинозема из пироксенов в форме плагиоклаза и шпинели.

Вариационные кривые ряда дунит—базальт в координатах $MgO-FeO'$, $MgO-CaO$, $MgO-TiO_2$, $MgO-Na_2O$ и др. хорошо интерпретируются на основе модели ступенчатого (стадийного, прогрессивного) плавления лерцолита. В результате селективного плавления, по мере увеличения его степени, состав рестита перемещается по прямой линии на всех диаграммах вплоть до состава гарцбургита с 0,5% CaO , 0,5% Al_2O_3 и незначительными содержаниями щелочей и титана. В ходе этого плавления образуются основные и ультраосновные магмы с нормальным, хотя и переменным содержанием базальтоидных элементов (алюминия, кальция, железа, титана, щелочей), более высоким, чем в лерцолите, который ими при этом постепенно беднеет.

При дальнейшем плавлении могут образоваться только бескальциевые, бедные натрием и титаном котектические расплавы, в результате кристаллизации дающие столь распространенные в офиолитовых комплексах анортитовые или битовнитовые габбро, практически не содержащие ка-

ля, бедные натрием и титаном, с пониженным содержанием железа. Состав рестита стремится при этом к дуниту. Образуется контрастная габбро-гипербазитовая серия, составляющая основу офиолитовых комплексов, напоминающая несколько по своей природе контрастную габбро-гранитную или базальт-липаритовую.

Отделение расплава может происходить на всем протяжении лерцолитовой вариационной линии, давая магмы и реститы переменного состава с падающими содержаниями указанных выше элементов, с сохранением величины отношения глинозема и извести.

Хотя в приведенных рассуждениях много гипотетического, существование в рамках ряда дунит-базальт серий базальт-пикритовый порфирит и лерцолит-гарцбургит-дунит, лишенных эффузивных и вообще закаленных аналогов, несомненно. Это дает основания четко разграничивать эвмагматиты, представленные вулканитами и их интрузивными аналогами, содержащими ультрамафические кумулятивные фации, и ультрамафиты, лишенные эффузивных спутников. Закономерная корреляция содержаний всех компонентов резко отличает их от похожих кумулятов, среди которых широко распространены смеси минералов примерно постоянного состава в различных пропорциях.

Переход от базальтов к новому направлению эволюции в сторону лейкокатовых составов, что объясняется увеличением щелочности и соответствующим изменением состава котектик, происходит довольно резко, но в различных точках диаграммы, отличающихся отношением магния к кальцию.

Физико-химический смысл этого заключается в режиме кислорода: чем ниже потенциал кислорода, тем далее продолжается направление дунит-базальт в сторону понижения содержаний магния за счет увеличения железа, чем выше — тем раньше обогащение железом и обеднение магнием сменяется обогащением глиноземом и щелочами, обеднением известью. На диаграмме (см. рис. 3) показаны два крайних случая — Скергаард и Каскадные горы и один промежуточный — островные дуги. В Скергаарде содержание MgO в породах падает до 1% без изменения кальций-алюминиевого отношения, в Каскадных горах — только до 8%, в островных дугах — до 4%, что фиксирует резкий переход от пород, которые можно назвать базальтами или габбро, к серии базальт-(габбро)-лейколиты. Эти различия хорошо объясняются режимом воды. Толентовый и скергаардский (в том числе) типы обусловлены крайней сухостью магм, орогенный (Каскадные горы) — максимальной водностью.

Салиты или лейколиты, т. е. эвмагматиты с преобладанием светлых минералов вплоть до полного или почти полного исчезновения мафических, представлены широким диапазоном составов, контролируемых стремлением расплавов к температурным минимумам. Главный наиболее низкотемпературный минимум — гранит-липаритовый, моделируемый котектикой в системе альбит-ортоклаз-анортит-кремнезем-мафические минералы. Благодаря незначительному содержанию последних для примерных расчетов ими можно пренебречь, и тогда остается четырехкомпонентная система, составы которой могут быть изображены только в тетраэдре. Для ориентировки важно прежде всего знать предельный результат эволюции расплавов, который может быть изображен в безанортитовой системе,

т. е. трехкомпонентной, допускающей графическое изображение на плоскости в треугольнике альбит—ортоклаз—кремнезем (кварц). Предельно бедные анортитом расплавы характеризуются отношением альбит: ортоклаз 1 : 1 (50 : 50), что соответствует отношению весовых количеств окисей калия и натрия 1 : 1,4. Эта система в определенной мере может быть использована и для анализа более сложной, с участием анортита. Добавление анортита смещает наиболее легкоплавкие расплавы в сторону обогащения калием и ортоклазовым компонентом. В нормальных гранитах (при содержании анортита ~ 5 %) атомные количества калия и натрия равны, что соответствует ~ 5% K_2O и 3% Na_2O .

Полезна также другая частная система — безортоклазовая, моделирующая кристаллизацию и эволюцию бескальциевых или бедных калием расплавов. Наиболее существенные выводы из указанных частных систем: 1) давление воды и общее давление снижают количество кварца в котектике с полевыми шпатами; 2) количество кварца в кварц-плаггиоклазовой котектике прямо связано с содержанием анортита в плаггиоклазе: оно увеличивается при нормальном давлении от 30 для альбита до 60% для анортита. При лабрадоровом составе плаггиоклаза оно близко к 50%. Такие плаггиограниты известны на Южном Урале в Мугоджарах [42].

Таким образом, расплавы, отвечающие котектике полевых шпатов и кварца, охватывают широкую область составов эвмагматитов, относящихся к группе липаритов и гранитов. Они содержат максимально возможное в эвмагматитах количество кварца, варьирующее в пределах 30–50% (чаще всего 30–40%), и поэтому могут быть названы предельными. Внутри них можно выделить разности по содержанию анортита, калий-натриево-му отношению и тем самым пропорции двух видов полевых шпатов, зависящей еще от температуры кристаллизации, в свою очередь определяемой содержанием воды и общим давлением; по железо-магниевому отношению; по составу мафических минералов, определяемому химизмом и условиями кристаллизации — режимом воды, кислорода. Это обширная группа пород, важная петрологически, геологически и металлогенетически.

Примерно прямолинейная на многих диаграммах серия базальт—липарит или габбро—гранит — важная среди серий базальт—лейколиты. Так же как и крайние ее члены, она обнаруживает большое разнообразие состава.

Вторая прямолинейная серия — базальт—трахит, обусловленная стремлением расплавов к промежуточному между липаритовым и фонолитовым минимуму (отвечающему минимуму в системе альбит—ортоклаз—анортит) и отличающаяся от гранит-липаритовой отсутствием кварца. Поэтому предельно бедные анортитом расплавы характеризуются теми же отношениями калия и натрия, как и гранит-липаритовые. Примесь анортита, так же как и в гранитах—липаритах, повышает долю калия среди щелочей, и в наиболее распространенных нормальных трахитах и сиенитах она составляет в атомном отношении около 50%, что отвечает весовым отношениям окислов 1,5 : 1.

Третья серия, симметричная по отношению к базальт-липаритовой, если за ось считать базальт-трахитовую, — базальт-фонолитовая, обусловленная стремлением ко второму абсолютному температурному минимуму — нефелин-щелочно-полевошпатовому.

Все три серии непрерывны. Достоверно доказанных статистически модальных дискретных видов пород внутри них нет.

В первой серии главный показатель классификационного положения пород — количество кремнезема и кварца, во второй — щелочность или известковистость, в третьей — количество нефелина. С этими величинами закономерно связаны другие параметры химического состава.

Наряду с главными существуют и комбинированные — криволинейные или, точнее, ломаные вариационные линии и соответствующие им серии: базальт-трахит-липаритовая (габбро-сиенит-гранитная), соответствующая серии Йеллоустонского парка А.Н. Заварицкого [16], базальт-трахит-фонолитовая (и соответствующая интрузивная). Криволинейная — ломаная форма объясняется, как и в главном ряду дунит-базальт-лейколиты, сменой физико-химических условий: 1) в базальт-трахит-липаритовой серии — смена феннеровского типа эволюции в сторону трахитов, т. е. повышения щелочности и железистости под влиянием восстановительной обстановки, способствующей накоплению железа в остаточных расплавах, боуэновским — в сторону обогащения кремнеземом, т. е. липарита; 2) в базальт-трахит-фонолитовой серии — смена эволюции в сторону трахитов эволюцией в сторону фонолитов. Эта серия симметрична по отношению к предыдущей и нередко с ней сочетается. Так, в Минусинской котловине, по данным В.А. Душина [12], в нижнем-среднем девоне обе серии чередуются в разрезе.

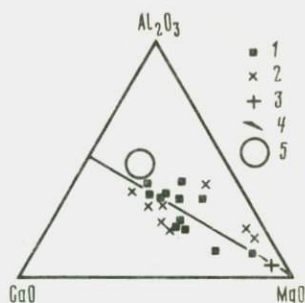
Все три серии могут быть ассоциированы с нормальными базальтами, являясь продуктами их дифференциации под влиянием различия физико-химических условий, петрологически пока не ясных. В пользу генетического в широком смысле единства всех трех серий говорят геологические данные — их пространственная и возрастная близость, вхождение в состав единых циклов. Важно, что базальты всех серий могут принадлежать нормальному ряду, лишенному глубинных ксенолитов, столь характерных для щелочного ряда. По-видимому, надо различать петрографическую щелочность от формационной и металлогенической.

Таким образом, намечаются главные направления дифференциации вещества Земли в ходе магмообразования различных типов, протекающей при падении содержания окиси магния от 30% до нуля в расплавах и увеличении до 50% в мантийных реститах, а в наиболее общем виде находящие наглядное выражение в проекции на плоскость трех компонентов $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3$. Различия состава в рамках этих рядов, выражающиеся в поведении кремнезема, железа, титана, калия, натрия и элементов-примесей, обуславливают все бесконечное разнообразие магматических горных пород и являются результатом вариаций режима давления, температуры, летучих компонентов, связанных с глубиной генерации магм, напряжениями и движениями в наружной оболочке Земли, включая верхнюю мантию и земную кору. Из этого следует, что выбранная нами система компонентов наиболее удобна для выявления общих закономерностей. В рамках первого типа вариации обусловлены режимом общего давления и воды, второго — в основном уголекислоты, ибо только она может быть причиной обогащения исходных ультраосновных расплавов известью по сравнению с составом пиролита.

Связь перечисленных главных направлений эволюции магм и их типов

Рис. 7. Химический состав глубинных ксенолитов Минеральные фации [9]:

1 — гранатовые; 2 — шпинелевые; 3 — пиролит [69]; 4 — мантийные реститы и их аналоги среди глубинных ксенолитов [9]; 5 — базальты



с тектоническими факторами более или менее общепризнана, и мы на ней не останавливаемся.

Специфика двух главных направлений эволюции состава эвагматитов подчеркивается приуроченностью глубинных ксенолитов исключительно ко второму ряду на всем его протяжении вплоть до щелочных мезократовых базальтов. Существенно, что состав ксенолитов соответствует первому ряду (рис. 7), располагаясь вблизи линии равных содержаний извести и глинозема с небольшими равномерными отклонениями в обе стороны, уменьшающимися по мере приближения к мантийным реститам, химические составы которых тождественны таковым глубинных ксенолитов. Представители второго ряда среди глубинных ксенолитов отсутствуют. По-видимому, область генерации магм первого ряда охватывает широкий диапазон давлений, включая гранатовую минеральную фацию.

Существенно также, что с ультраосновными эвагматитами второго ряда (меймечитами и др.) тесно ассоциированы дуниты такого же первичного состава, как и концентрически зональных массивов (Инагли, Кондер и др.). По-видимому, дуниты являются реститом, комплементарным к щелочно-ультраосновным вулканитам. Тем самым намечаются два типа мантийных реститов — лерцолит-гарцбургитовый, сопряженный с первым рядом нормальных магматитов, и дунитовый, ассоциированный тесно с эпидунитовыми клинопироксенитами, свойственный второму ряду. В итоге выделенные выше два главных ряда магматитов приобретают полностью законченный характер, охватывая весь диапазон составов от дунитов до безмагнезиальных разностей. Крайние члены обоих рядов, если не считать карбонататов, совпадают. Различны пути и причины гомодромной эволюции.

В рамках ряда мафиты—лейколиты (салиты) важную роль приобретает режим воды, влияющий на состав котектических магм при их генерации и кристаллизующихся из них минералов. Как мы отмечали, вода понижает меланократовость, содержание кремнезема (тем самым кварца) и увеличивает — нефелина, понижает температуру кристаллизации и предел взаимной растворимости компонентов минералов твердых растворов — полевых шпатов, пироксенов, повышает потенциал кислорода и при малой концентрации способствует окислению железа и выделению его в форме магнетита, при высокой — сохранению его в составе водных силикатов. Аналогичную в целом роль играет фтор, примесь которого в воде наблюдается в наиболее лейкократовых магмах.

Геологические и петрологические наблюдения в сопоставлении с экспе-

риментами позволяют выделить на этой основе три главных типа серий, различающихся по давлению и концентрации воды при формировании магм и производных от них пород в эффузивных и интрузивных фациях: сухой, маловодный и водный. Названия эти условны и подчеркивают бедность водой первого типа, низкое содержание во втором, максимальное, достигающее 6–8% — в третьем, что соответствует давлению воды 3–5 кбар. Первые два типа представлены вулканитами и комагматичными интрузивами умеренных глубин вплоть до субвулканических, третий — только глубинными интрузивными фациями, ибо высокое давление воды исключает возможность подъема магм в верхние горизонты земной коры в связи с удалением воды и кристаллизацией магм. Полное удаление воды из водонасыщенных магм может повысить температуры кристаллизации на 300–350°С и сделать ее весьма тугоплавкой. Первые два типа — результат дифференциации вещества мантии при различных условиях, третий — земной коры на глубинах 15–20 км под влиянием селективного плавления при высоких давлениях воды и температурах 650–700°С.

Первые два типа представлены сериями: мафиты (базиты) — лейколиты (салиты) в вулканических и плутонических фациях; третий — гранитоидами вплоть до гранитов. Различия первых двух типов наиболее отчетливо проявляются в базальтах, по своему составу особенно чувствительных к воздействию воды. Базальты сухого типа представлены, как правило, афировыми разностями — продуктами закалки перегретой магмы, излившейся на поверхность или застывшей вблизи нее в условиях быстрого охлаждения. Падение давления при подъеме таких магм поддерживает их в перегретом состоянии благодаря снижению температуры кристаллизации и препятствует образованию интрателлурических фенокристов. Иногда появляется небольшое количество мелких фенокристов плагиоклаза, который при падении общего давления становится избыточным против котектики. Порфирировидные выделения основного плагиоклаза нередко по этой же причине встречаются в габбро. Поэтому афировость — характернейший, хотя и не обязательный признак сухих базальтов. Благодаря сухости температура кристаллизации базальтов максимальна, что обуславливает повышенную растворимость бескальциевых и кальциевых компонентов клинопироксенов и образование пижонита или субкальциевого авгита, т. е. клинопироксенов с минимальным содержанием кальциевого минала вместо пары клинопироксен–гиперстен.

Бедность водой обуславливает также низкий потенциал кислорода и выделение титаномагнетита после силикатов, присутствие в нем ульвошинели вместо ильменита, нередко полное отсутствие в породах окисного железа и магнетита, несмотря на нормальное (~ 10%) суммарное содержание окислов железа [99]. Тот же фактор — причина спокойных излияний, низкого индекса explosивности, бедности или отсутствия пирокластик. Это — пижонитовые толеитовые базальты, как их принято называть в литературе.

Восстановительная обстановка определяет феннеровский тип кристаллизационной дифференциации базальтов, выражающийся в повышении железистости и щелочности, содержания железа и титана, понижении — магния. Эта эволюция сопровождается незначительным увеличением содержания кремнезема и переходом от оливиновых к кварцсодержащим раз-

ностям в пределах первых процентов. Начиная с некоторого момента происходит резкое изменение направления эволюции состава в сторону липаритов, иногда через промежуточные составы типа железистых андезитов (исландитов). В итоге образуется серия, большей частью контрастная, с разрывом между базальтами и кислыми членами, изображаемая ломаной линией, реже — сглаженной и имеющей криволинейную форму. Главная особенность этих серий — не контрастность, а тип эволюции состава пород и породивших их базальтовых магм. По А.Н. Заварицкому [16], это тип Йеллоустонского парка. Кислые породы серий обычно обнаруживают статистическую бимодальность с четко выраженными липаритовым (граничным) и делленитовым (адамеллитовым) максимумами.

В рамках контрастных серий возможны значительные вариации состава, выражающиеся в колебаниях содержаний железа, титана, калий-натриевого отношения, железистости, соотношений щелочности и железистости. Последние наглядно изображаются на треугольной диаграмме $AFM (Na_2O + K_2O - FeO - MgO)$, фиксирующей все постепенные переходы к так называемым известково-щелочным сериям, представляющим второй, маловодный тип и изображаемым графически прямыми линиями.

Сухие базальты близки или даже тождественны, как показали эксперименты с их плавлением и кристаллизацией, к котектикам при нормальных условиях, т. е. при атмосферном давлении. Это допускает двойное объяснение: либо они генерируются в условиях растяжения, хотя и на большой глубине, либо они — результат приспособления к падающему давлению в ходе подъема внутри земной коры. Отсутствие фенокристов противоречит второму варианту. Это — одна из проблем современной петрологии. К сухим котектикам при низких давлениях, но превышающих большей частью предел устойчивости тридимита, который встречается как первичный только в основной массе, но не в фенокристах, близки и составы липаритов, ассоциированных с базальтами в контрастных сериях.

В природе мы можем наблюдать как контрастные серии в целом, так и их отдельные члены. Контрастные серии составляют основу важного типа магматических формаций, приуроченного к начальным и конечным или близким к ним стадиям развития подвижных поясов. В первом случае они представлены бедным калием разностями, во втором — нормальными калий-натриевыми. К этому же типу относятся и толеитовые базальты.

Маловодный тип представлен в вулканических фациях порфиоровыми базальтами и ассоциированными с ними эффузивами, чаще всего ряда базальт-дацит, в интрузивных — рядом габбро-гранодиорит. Реже встречаются более кислые члены рядов — деллениты, липариты, адамеллиты, граниты.

Порфировость обусловлена выделением воды, растворенной в магме при ее подъеме и вызванной этим кристаллизацией внутри земной коры. При небольшом содержании воды она не влияет существенно на состав магмы, которая остается котектической как в момент генерации, так и кристаллизации, как это имеет место при кристаллизации сухих базальтовых магм. Поэтому в фенокристах мы встречаем как мафические силикаты, обычно пироксены, так и плагиоклазы. Однако содержание воды достаточно, чтобы понизить температуру кристаллизации и вызвать раздельную кристаллизацию гиперстена и авгита. Поэтому тип получил название ги-

перстенового. По существу это температурная фация пород аналогичного или близкого химического состава.

Примесь воды, выделяющейся при подъеме магмы, — причина эксплозий и обилия пирокластики — характерного признака типа. При большем содержании воды она смещает состав котектики в момент генерации магмы в сторону обогащения плагиоклазом, что проявляется в повышенном содержании глинозема (в базальтах $> 17\%$) и кристаллизации плагиоклаза первым при подъеме магмы и падении давления воды как избыточного против котектики. Образуются плагиофировые разности пород — базальтов ("плагиобазальты"), андезито-базальтов, андезитов.

Повышенное содержание воды — причина повышенного потенциала кислорода — продукта ее диссоциации и раннего, одновременно с силикатами выделения титаномагнетита, образующего подобно им фенокристи.

Раннее выделение магнетита повышает содержание кремнезема в расплаве и вызывает его эволюцию в сторону андезитов. Так же влияет кристаллизация амфибола.

В результате образуются так называемые непрерывные базальт-андезит-дацитовые (редко до липаритов) серии, получившие название известково-щелочных. В треугольнике *AFM* они изображаются линиями, близкими к прямым. Характерно невысокое, обычно ниже 1%, содержание двуокиси титана и суммарного железа (не выше 10% в расчете на закись). Калий-натриевое отношение, так же как и в первом типе — толеитовом, варьирует в широких пределах, подчиняясь другим законам, нежели поведение железа, магния и титана, а также глинозема. Эмпирически оно — прямая функция мощности земной коры и глубины генерации магм. Непрерывность сочетается нередко со статистической неоднородностью состава серий. Встречается как одномодальное, так и полимодальное распределение. В Курило-Камчатской провинции наблюдается один статистический максимум, отвечающий андезито-базальту с содержанием кремнезема 56%. Широко распространены серии с преобладанием андезитов. На Урале известны случаи преобладания порфириковых базальтов (ирендыкская, именовская свиты).

В интрузивных сериях обычно преобладают кварцевые диориты — аналоги андезитов, называемые также тоналитами, и гранодиориты — аналоги дацитов.

Нередко серии формируются дискретно в гомодромной последовательности от основных к кислым, начиная с базальтов и габбро; последовательность может повторяться, обуславливая цикличность, охватывающую иногда длительное время — до 100 млн. лет. Классический пример — непрерывные вулканоплутонические серии Тихоокеанского обрамления, охватывающие мезозой и кайнозой. Серии свойственны режиму типа орогенного, характерному для средних стадий развития подвижных поясов.

Водные серии образуются при максимально возможном давлении воды внутри земной коры, достигаемом на глубинах 10–20 км. Ниже давление падает в связи с высыханием земной коры под влиянием высоко нагретой сухой мантии, выше — под влиянием падения давления нагрузки. Иначе говоря, ниже отношение давления воды к давлению нагрузки постепенно падает, приближаясь к нулю, выше — близко к единице или даже

выше (сверхдавление) благодаря механической прочности пород коры ("эффект котла"). Под влиянием потока нагретых флюидов, выделяющихся из мантии и нижележащих горизонтов земной коры, достигается температура выплавления из вещества коры наиболее легкоплавких расплавов гранитного состава, отвечающих котектике кварц—полевые шпаты—фемические силикаты, близкая к 650°C . Выплавляемая магма в момент генерации находится в равновесии с окружающими толщами и пропитывающими их флюидами, состав которых определяет фтор-хлор-водное отношение в расплаве и кристаллизующихся из него впоследствии минералах — апатите, биотите, амфиболе. Эти силикаты, в отличие от кристаллизующихся из сухих и маловодных, а также углекислых серий, предельно бедны галогенами и близки к чисто водным. Магма в момент генерации и кристаллизующиеся из нее минералы формируются в условиях амфиболитовой фации. После генерации магма может оторваться от места рождения и дать начало так называемым аллохтонным гранитам в отличие от автохтонных, залегающих на месте возникновения. В аллохтонных гранитах наблюдаются признаки обогащения фтором по отношению к воде, не достигающего, однако, величин, свойственных сухим и маловодным разностям. Содержание фтора в биотите аллохтонных гранитов не превышает 1%, в биотите гранитов вулканических ассоциаций оно значительно выше. Так же как и в породах амфиболитовой фации, отсутствует сингенетичный аксессуарный магнетит, так как высокое давление воды сохраняет биотит даже при высоких температурах и препятствует его разложению с выделением магнетита. Таким образом, магматиты водного типа принадлежат первично к безмагнетитовой фации. Магнетит появляется иногда в незначительном количестве, измеряемом долями процента, под влиянием окисления железа, входящего в силикаты в ходе диафореза.

Типичные продукты водного анатексиса земной коры при высоких давлениях воды — биотитовые, реже двуслюдяные калий-натриевые граниты, содержащие в отличие от сухих и маловодных 28–30% кварца и 72,5% кремнезема вместо 35–40% и 74–76%. Благодаря низким температурам кристаллизации взаимная растворимость компонентов полевых шпатов минимальна, поэтому первично кристаллизуются одновременно два полевых шпата — плагиоклаз, бедный калием, и калиевый полевой шпат, бедный натрием и кальцием. На границе плагиоклаза и калиевого полевого шпата в ходе охлаждения при участии пропитывающих породы флюидов образуется реакционный мирмекит, не характерный для гранитоидов и гранитов вулканических ассоциаций и являющийся косвенным признаком глубинности.

Наряду с нормальными гранитами таким путем могут образоваться и более основные гранитоиды — адамеллиты, гранодиориты, плагиогранитоиды варьирующего состава с той или иной примесью калиевого полевого шпата, также безмагнетитовые и бедные галогенами.

Перечисленные типы эвмагматитов, выделяемые по давлению воды в момент генерации и кристаллизации магмы, находят своих аналогов и среди метаморфитов. К сухим и маловодным близки метаморфиты гранулитовой фации, подразделяющейся, как и эвмагматиты, на безводную и маловодную биотит-амфиболовую магнетитсодержащие субфации; к водным — метаморфиты амфиболитовой безмагнетитовой фации. При гранулитовом

метаморфизме галогены ведут себя, как и в эмагматитах, инертно и сохраняют первичное содержание и отношение. При амфиболитовом они подвижны и содержание их не зависит от субстрата, определяясь условиями метаморфизма.

Таким образом, деление по принципу водности универсально и охватывает все типы эндогенных процессов — как магматизм, так и метаморфизм. Рассмотренный ранее щелочной ряд представляет собой четвертый тип, образовавшийся при активном участии углекислоты. С первым и вторым типами его сближает существование как вулканических, так и комагматических им интрузивных — плутонических фаций. Поэтому все эти типы (первый, второй, четвертый) можно объединить под общим названием "вулканические". Их объединяет и ряд других особенностей, обусловленных бедностью водой. К ним относятся: обычная примесь акцессорного титаномагнетита, инертность галогенов — хлора и фтора, поведение которых задается их исходным содержанием в первичной магме, ходом кристаллизационной дифференциации и подчиняется тем же законам, что эволюция составов полевых шпатов и железисто-магнезиальных силикатов. Полевые шпаты в ходе кристаллизации обедняются анортитом, а в гидроксилсодержащих минералах — апатите, амфиболе, биотите — падает доля хлора, гидроксила, растет — фтора. В пределе образуются почти чисто фтористые разности минералов и богатые фтором расплавы.

МЕЗОКОТЕКТОИДЫ

Главная закономерность мезокотектоидов (она следует из определения группы) — количество мафических компонентов и минералов является функцией состава салической части.

Рассмотрение мезокотектоидов требует учета давления как общего, так и водного, которое влияет на меланократовость и содержание кремнезема в котектических расплавах. Если при 10 кбар сухого давления меланократовость (содержание нормативных фемических силикатов) стекол, полученных при частичном плавлении гранатового лерцолита, составляет 58%, то при 15 кбар — 49%, а при 20 кбар — 57%. Меланократовость эвтектики пироба и диоксида (+ 6% энстатита и форстерита) при 40 кбар составляет 68% [29].

В гранитах и липаритах с нормальным соотношением калия, натрия и кальция 5 кбар водного давления уменьшают количество кварца в котектике с 40 до 30%, в фонолитах и нефелиновых сиенитах повышают количество нефелина с 28 до 35% [103, 127]. При высоких давлениях (порядка 20 кбар) наиболее легкоплавкими вместо липаритовых становятся андезитовые расплавы, что определяет возможность непосредственного выплавления соответствующей магмы из мантийного субстрата. Повышение сухого давления в системе CMAS (CaO, MgO, Al₂O₃, SiO₂) обуславливает переход от наиболее легкоплавких расплавов, содержащих до 15% нормативного кварца, к насыщенным им и далее при давлении свыше 10 кбар к оливин-нормативным. При 20 кбар содержание оливина достигает 15% [134].

Если генерация и кристаллизация магм происходит при одинаковых давлениях (общем и водном), то они протекают как взаимно обратимые

процессы: из магм кристаллизуются те же твердые фазы, с которыми она находилась в равновесии в момент генерации. Если это не соблюдается, то, поскольку состав котектик при этом меняется, какие-то компоненты и твердые фазы становятся избыточными и выделяются до тех пор, пока состав остающейся жидкой части магмы не станет котектическим при новых условиях. После этого начнут кристаллизоваться фазы, входящие в состав котектики.

В соответствии со сказанным ранее, если магма кристаллизуется при давлениях более низких, чем при генерации, то избыточными должны стать плагиоклазы — в связи с повышением меланократовости в магмах, близких к пироксен-плагиоклазовой котектике (базальтах, габбро), или полевые шпаты в котектиках с участием кварца (граниты, липариты). Это проявляется в составе первых выделений и, следовательно, фенокристов в порфириновых закаленных фациях эвмагматитов.

Таким образом, возможны два крайних случая: генерация и кристаллизация магм при одинаковых условиях и при различных. В первом случае можно говорить о совмещенных, во втором — о несомещенных котектиках. В первом случае в свою очередь возможны различные варианты: генерация и кристаллизация протекают при низких и при высоких давлениях. Первый вариант наиболее распространен, мы о нем уже говорили. Это совмещенные близкие к сухим котектоиды низких давлений. Второй вариант представлен глубинными водными гранитами в кристаллически зернистых—интрузивных и порфириновых ("гранит-порфириновых") жильных глубинных фациях — это совмещенные котектоиды высоких водных давлений. Во втором случае, который представлен маловодным типом, неизбежно выделение избыточных твердых фаз и образование в порфириновых закаленных (эффузивных, жильных) фациях монофириновых разностей в отличие от полифириновых в первом. В базальтах и андезитах — это плагиофириновые или глиноземистые разности. Падение давления может вызвать исчезновение из фенокристов только фемических силикатов, но не плагиоклаза. Порфиролиты с фенокристами фемических силикатов могут быть только гиперкотектоидами. Порфиролитов с фенокристами только одного кварца быть не может.

Если исчезновение фемических минералов в фенокристах в достаточно меланократовых породах можно объяснить только смещением состава котектик, то отсутствие фенокристов кварца в кварцсодержащих породах может быть и чаще бывает результатом первичной избыточности полевых шпатов против кварц-полевошпатовой котектики в момент генерации магмы. Эта избыточность может быть лишь усилена смещением состава котектик при падении давления. Достоверно смещением состава котектик при падении давления объясняется только коррозия фенокристов кварца, выделившихся на более глубоких горизонтах, чем затвердение основной массы. Точно так же отсутствие фенокристов калиевого или калий-натриевого полевого шпата, как правило, результат недосыщенности расплава по сравнению с двуполевошпатовой котектикой.

Более широкая распространенность котектоидов, близких к сухим при низких давлениях, объясняет давно подмеченное преобладание в порфириновых закаленных разностях эвмагматитов разностей с фенокристами всех или большинства главных минералов, слагающих породы даже при мини-

мальном объеме фенокристов. Эта закономерность давно используется при макроскопическом определении порфирилитов и сформулирована уже Розенбушем. Афиновые фации большей частью по химическому составу аналогичны. В порфириновых разностях нефелинитов фенокристы сложены обычно нефелином и клинопироксеном, в базанитах и тефритах — клинопироксеном, плагиоклазом и нефелином (\pm оливин), в базальтах и андезитах — пироксенами и плагиоклазами, в липаритах — кварцем, двумя полевыми шпатами и мафическими силикатами, в трахитах — теми же минералами, но без кварца, в фонолитах — нефелином вместо кварца. Отступления от этого правила фиксируют несовместимость котектик.

Сказанное дает основание взять за основу физико-химической классификации мезокотектоидов мезокотектоиды низких давлений, близкие к сухим. В порфириновых фациях они диагностируются по составу фенокристов. Эксперименты и наблюдения в природе показывают, что повышение общего и водного давления в момент генерации магм смещает состав наблюдаемых на поверхности эвмагматитов не настолько, чтобы нельзя было пользоваться классификацией на основе мезокотектоидов низких давлений, близких к сухим, хотя обязательно с учетом смещения под влиянием давления. Конкретно для гранитов максимальное смещение под влиянием давления составляет 2–3% кремнезема в сторону понижения. На содержании остальных компонентов оно практически не сказывается. В липаритах разности повышенных давлений, по-видимому, неизвестны. В нормальных базальтах давление в момент генерации магм уменьшает меланократовость, увеличивает количество плагиоклаза, тем самым глинозема (на 2–3%) и щелочей. Теоретически для строгой классификации необходимы отдельные сетки котектик при разных давлениях. Практически это сделать невозможно. Приходится вносить поправки, когда для этого есть основания. Это один из важнейших элементов неопределенности, который ограничивает разумную степень дробности классификации. Другой элемент — возможность местного взаимного перемещения кристаллов различных минералов, обуславливающего некоторую дисперсию по сравнению с идеальными теоретическими составами.

Статистика показывает, что большей частью эти отклонения не нарушают генеральных закономерностей, определяющих близость большинства эвмагматитов к котектоидам низких давлений и близких к сухим. Составы, промежуточные между моновариантными (в первом приближении) котектиками, близки к бивариантным. Соответствующие расплавы обладают большим числом степеней свободы и варьируют по составу при одинаковом минеральном составе фенокристов. В серии базальт–липарит это плагиоклазы и мафические силикаты, состав которых коррелируется с составом основной массы и породы в целом, подчиняясь бивариантной зависимости. Она состоит в том, что для всей области мезокотектоидов при одинаковых условиях генерации магм количество мафических силикатов однозначно определяется составом силикатной части, в первую очередь известковистостью (щелочностью) и степенью пересыщенности кремнеземом. Эта закономерность выражается в том, что содержания мафических компонентов могут быть изображены в виде изолиний в координатах кремнезем–сумма щелочей или известковистость (щелочность)–нормативный кварц (или коэффициент Q Заварицкого). Теоретически

системы изолиний должны фиксировать различия условий генерации магм. В целом в самом общем виде можно выделить системы, характеризующие мезокотектоиды при нормальных давлениях, и за ними сохранить название "мезо" и системы с пониженным содержанием фемических силикатов, фиксирующие влияние повышенного давления при генерации магм. Они могут быть названы гипокотектоидами или мезокотектоидами повышенных давлений. Это несовмещенные котектоиды, о которых шла речь выше, наиболее характерными представителями которых являются плагиофировые, т.е. лейкобазальты, называемые часто глиноземистыми.

Мезокотектоиды охватывают обширную группу эвмагматитов, составы которых контролируются серией котектик, близких к моновариантным, изображаемым в проекции на плоскость линиями, близкими к прямым, составляющими жесткую классификационную сетку. Общими для всех котектик являются мафические силикаты, количество которых и состав коррелируются с составом силикатных минералов, прежде всего плагиоклазов, варьирующих большей частью в рамках битовнит-олигоклаз. Редок анортит, первичный альбит отсутствует. Силикатные минералы по мере увеличения содержания кремнезема и степени насыщенности им породы соответственно меняются от ненасыщенных к насыщенным. К котектике нефелин-пироксены близок ряд ийолит (нефелинит) - ургит; нефелин-плагиоклаз-пироксен - ряд от базанитов и тефритов (щелочных габброидов) до фонолитов и нефелиновых сиенитов; плагиоклазов (\pm калий-натриевый полевой шпат) и пироксенов (или других темноцветных) - ряд базальт-трахит (габбро-сиенит); мафических силикатов, полевых шпатов и кварца-группа гранитов-липаритов.

Крайними котектиками, ограничивающими область мезокотектоидов, являются нефелинитовая - нефелин-пироксеновая (бесполевошпатовая) и кварц-полевошпатовая - гранит-липаритовая. Это предельные котектики. По отношению к нефелинитовой серии все смежные составы более легкоплавки, по отношению к гранит-липаритовой и базанит-фонолитовой - тугоплавки, базальт-трахитовой - легкоплавки. Областями температурного минимума ("трогами") являются базанит-фонолитовая и гранит-липаритовая серии, максимума - базальт-трахитовая. Предельными анхиновариантными наиболее легкоплавкими составами в каждой из них являются: в первой - фонолитовые безанортитовые ("щелочно-фонолитовые"), во второй - щелочно-липаритовые (щелочно-гранитные), в третьей - щелочно-трахитовые (щелочно-сиенитовые).

Область мезокотектоидов, помимо крайних по содержанию кремнезема котектик, ограничивается, с одной стороны, наиболее богатыми щелочами, с другой - наиболее бедными ими вплоть до бесщелочных составами. Первые фиксируются линией нефелин-альбит-кварц с уравнением $\text{Na}_2\text{O} = 0,376 (100 - \text{SiO}_2)$, где все величины даны в массовых процентах, вытекающим из химических составов нефелина и альбита. Нефелин содержит 42,2% SiO_2 и 21,8% Na_2O , альбит - 68,7 и 11,8% соответственно.

При замене натрия калием уравнение описывает прямую, соединяющую составы кальсилита, лейцита, ортоклаза и кварца, и имеет вид $\text{K}_2\text{O} = 0,477 (100 - \text{SiO}_2)$, при замене $\text{Na}_2\text{O}' = 0,7 \text{K}_2\text{O}$ получим $\text{Na}_2\text{O}' = 0,334 (100 - \text{SiO}_2)$. Поэтому при различном соотношении калия и натрия коэффициент K в уравнении $\text{Na}_2\text{O}' = K (100 - \text{SiO}_2)$ будет меняться от 0,334

до 0,376, а при соотношении калия и натрия, отвечающем температурному минимуму ($K_2O : Na_2O = 0,8$), составит 0,353 или (округляя) 0,35. Введение эгирина с 18,1% Na_2O и 51,9% SiO_2 (содержания теоретические, как и ранее для минералов) не меняет коэффициента для натриевых составов, иначе говоря, составы нефелина, эгирина и альбита ложатся в координатах $Na_2O - SiO_2$ на одну прямую линию. Указанные содержания щелочей практически не достигаются ввиду наличия всегда небольших количеств примесей — извести, железа, магния и являются теоретическим пределом. Линия предельного содержания щелочей фиксирует знаменитый температурный трог Боуэна в системе нефелин—калиофиллит—кремнезем, отвечающий природному ряду предельно бедных анортитом разностей липарита — гранита, трахита—сиенита, фонолита — нефелинового сиенита.

Формально содержание щелочей может падать до нуля. Практически оно определяется максимально известковыми составами: в базальтах это ~2% суммы щелочей, габбро — десятые доли процента (в анортитовых разностях), в гранитах ~3% (в лабрадорных плагиогранитах), липаритах ~4%.

Все перечисленные выше котектики и главные вариационные линии также могут быть выражены в виде уравнений, исходя из их близости к прямым линиям.

Пересечение боуэновского трога (температурного минимума) с моновариантными котектиками фиксирует неинвариантные точки, отвечающие гранит-липаритовому и фонолитовому абсолютным и трахитовому относительному температурным минимумам. Соответствующие разности липаритов содержат в фенокристаллах все главные минералы — кварц, фемический минерал биотит или его безводные эквиваленты (альмандин-спессаргин, фаялит, гиперстен), плагиоклаз и калиевый полевой шпат, что отвечает равновесию в момент кристаллизации пяти фаз — четырех твердых и одной жидкой — расплава. Если кристаллизуется магнетит, то число фаз доходит до шести. Это наиболее устойчивый тип липарита и гранита вулканической ассоциации, рассматривавшийся Розенбушем как типичный — нормальный. Этот тип входит в состав моновариантной серии гранитов — липаритов, охватывающей широкий диапазон составов и включающей разнообразные по составу плагиоклаза плагиограниты. Указанное обстоятельство смущало и смущает до сих пор авторов многочисленных классификаций, которые не решаются оторваться от привычного представления о гранитах и липаритах как породах с преобладанием калиевого полевого шпата над плагиоклазом, что приводит к неразрешимым противоречиям с химической и физико-химической классификациями. Строго говоря, "нормальные" гранит и липарит расположены несколько в стороне от точного пересечения с трогом, которое фиксируется безанортитовыми разностями с одним калий-натриевым полевым шпатом в фенокристаллах. Точнее, нормальные гранит и липарит находятся на пересечении кварц-полевошпатовый и двуполевошпатовый котектик и представляют в свою очередь небольшую по длине моновариантную серию котектик-кварца — двух полевых шпатов и фемического силиката, которая в пределе заканчивается безанортитовыми разностями. Резко преобладают нормальные граниты и липариты, почему мы и привели их как пример.

Таким образом, физико-химическая основа классификации мезокотектоидов представляет собой системы бивариантных, моновариантных и нонвариантных котектик и эвтектик, изображаемых в трехмерном пространстве в виде поверхностей, линий, точек; на плоскости — изолиний, линий, близких к прямым, и точек. Каждая система фиксирует определенный режим генерации магм. Преобладают породы, отвечающие генерации магм при низких давлениях в условиях, близких к сухим, что дает право взять за основу соответствующую систему котектик различной вариантности, а графически — поверхность, линии и точки. Точки фиксируют типы, близкие к нонвариантным, линии — моновариантные серии.

Помимо котектических моновариантных серий существуют широко распространенные также моновариантные серии, фиксирующие направления эволюции магм в сторону низкотемпературных составов, отвечающих моновариантным котектикам и нонвариантным эвтектикам — гранит-липаритовой, сиенит-трахитовой и нефелин-сиенит-фонолитовой.

Важнейшая из них — базальт-липаритовая (габбро-гранитная), близкая к прямолинейной. Менее распространены базальт-трахитовая, базальт-фонолитовая. Существуют комбинированные серии, изображаемые ломаными или кривыми линиями, составленными из отрезков главных серий. Из них важны базальт-трахит-липаритовая и базальт-трахит-фонолитовая. Все серии могут быть представлены и интрузивными комагматами.

Таким образом, намечаются два типа моновариантных серий — котектические и межкотектические, обусловленные стремлением к наиболее низкотемпературным котектикам и эвтектикам.

В рамках указанных закономерностей происходят широкие вариации состава, выражающиеся в изменении железо-магниевого, калий-натриевого, железо-титанового и других отношений, обусловленные особыми факторами, не всегда полностью ясными. Эти вариации могут служить основой для более дробной классификации, имеющей нередко важное металлогеническое значение. Наконец, в рамках изохимических групп пород выделяются многочисленные минеральные фации, обусловленные режимом воды, кислорода, галогенов, общим давлением в момент кристаллизации.

В итоге образуется все то бесконечное разнообразие пород, которое до сих пор не поддается четкой генерализации и физико-химическому анализу, хотя многие важные закономерности — эмпирические и петрогенетические — намечаются. Тем важнее те, пусть приближенные, физико-химические модели, которые позволяют в этом разнообразии ориентироваться.

В мезокотектоидах содержание окиси магния не превышает 8–10%. Это предел, выше которого в порфириновых фациях исчезают фенокристы плагиоклаза и появляется оливин, количество которого по мере увеличения содержания магния растет. Это же и верхний предел группы базальтоидов или мафитов по современной терминологии, включающих как нормальные, так и щелочные разности вплоть до нефелинитов и ийолитов. Этот же предел применимости двумерных классификаций на основе силикатных компонентов как в форме весовых содержаний щелочей и кремнезема, так и в любой другой — на основе доли анортита в полевых шпатах и количества нормативного кварца, коэффициентов $c : (a + c)$ и Q Заварицкого и т.д. Самая простая форма — в координатах сумма щелочей (лучше приведенная с учетом разницы молекулярных весов) — крем-

незем. Это очень важно, ибо в петрохимии до сих пор сохранилось стремление к универсальной для всех пород форме классификационных диаграмм, от чего в количественно-минералогических классификациях давно отказались.

Котектическая сетка дает физико-химическую количественную основу закономерностей химического состава эвмагматитов группы. В координатах кремнезем — сумма щелочей эта сетка может быть изображена только приближенно, так как котектики не строго моновариантны. Однако отклонения невелики, и ими можно большей частью пренебречь.

Сетка дает основания для выделения физико-химических детерминированных видов пород независимо от тех названий, которые получили соответствующие им породы за время существования петрографии. Самое существенное, что стихийно возникшие названия и определения пород очень строго соответствуют котектикам, это значительно облегчает приведение их во взаимное соответствие. Поэтому, описывая котектики, мы пользовались без каких-либо оговорок петрографическими терминами.

Главная неопределенность и неизбежная условность возникают в отношении пород, составы которых лежат между моновариантными котектиками. Это в основном область составов, пересыщенных кремнеземом, т.е. расположенных между сериями базальт—гранит и серией липаритов и гранитов вулканических ассоциаций в широком смысле слова. Подавляющая часть пород указанной области принадлежит близкой к прямолинейной серии базальт—липарит (габбро-гранит), составы которой обладают свойством аддитивности. Это значит, что любой из них может быть представлен как сумма или разность двух других, в том числе крайних, взятых в той или иной пропорции, что облегчает формальную количественную классификацию, которую можно строить по общим для всех непрерывных серий принципам подобно серии плагиоклазов или оливинов. В отличие от минералов твердых растворов внутри серии давно наметились статистические максимумы, послужившие основой для выделения статистически дискретных видов. Оказалось, что последние равномерно делят интервал базальты — липариты на равные части, соответствующие примерно 5% кремнезема. Это позволяет взять за центры видов внутри серии содержания кремнезема, отличающиеся между собой на эту величину. В итоге исторически сложились следующие центры видов: базальты — 50% кремнезема, андезито-базальты — 55, андезиты — 60, дациты — 65, липарито-дациты или деллениты — 70, липариты — 75%. Эти же величины можно взять за центры видов комагматичных интрузивных фаций. Более строго подсчитанные статистические максимумы дают иногда некоторые отклонения, но настолько незначительные, что их можно считать не выходящими за рамки погрешностей: для андезито-базальтов — 56, для дацитов — 66% кремнезема. Учитывая непрерывность серии и условность границ видов, этим можно пренебречь. Границы между видами определяются на основе симметричности. Оснований для другого выбора нет.

Если для главной серии затруднений не возникает, ибо за основу деления можно с равными основаниями взять весовые проценты кремнезема и весовое содержание кварца (от 0 в базальтах до 35–40% в наиболее распространенных липаритах) или процентные соотношения липаритового и базальтового компонента с интервалом 20% (100 : 5), то для пород,

составы которых расположены вне серии, деления по содержанию кремнезема и кварца перестают быть аналогичными и чему-то приходится отдавать предпочтение. Логичнее выбрать содержание кварца, так как оно позволяет продолжить деление, принятое для главной серии, на всю область пересыщенных кремнеземом эвмагматитов вплоть до предельно богатых щелочами составов серии трахит–липарит. Мы так в свое время и предложили [84]. Тогда классификационные границы будут на любом уровне содержания щелочей делить интервал между гранит-липаритовой и базальт-трахитовой сериями, т.е. между не содержащими кварца и предельно богатыми им, на равные интервалы. Тогда логично гранодиориты и дациты сопоставить с граносиенитами, дациты — с липарито-трахитами, липарито-дациты и адамеллиты — с липаритами с трахитовым уклоном и гранитами с сиенитовым, андезиты и кварцевые диориты — с кварцевыми трахитами и сиенитами. Границы в координатах кварц — анортитовое число будут параллельны оси анортитового числа, в координатах кремнезем — сумма щелочей наклонны к осям координат, приближаясь по мере движения в сторону липаритов — гранитов к вертикальным, ибо последняя серия характеризуется примерно постоянным содержанием кремнезема. Это объясняется увеличением содержания кварца в кварц-полевошпатовой котектике по мере уменьшения содержаний щелочей и увеличения номера плагиоклаза. Граница между дацитами — гранодиоритами и базальтами — габбро близка к параллельности по отношению к базальт-трахитовой вариационной линии. Другого логически последовательного с минимумом условности варианта классификации предложить, по нашему мнению, нельзя.

ГИПЕРКОТЕКТОИДЫ

К гиперкотектоидам относятся эвмагматиты, содержащие больше 10% окиси магния. Этот рубеж разделяет всю область эвмагматитов на две принципиально различные части. Мезокотектоиды, содержащие меньше магния, могут классифицироваться на основе салической части, диаграммы кремнезем — сумма щелочей и составов котектик низких давлений. На диаграмме известь — глинозем — окись магния мезокотектоиды, принадлежащие к нормальному и щелочному рядам, совпадают. Гиперкотектоиды, напротив, обнаруживают четкое различие, располагаясь либо в области нормальных глиноземистых, либо в области щелочных — известковистых составов. Этим определяется деление гиперкотектоидов на два главных ряда — нормальный и щелочной. Нормальный наиболее прост по составу. Эвмагматиты представляют собой в первом приближении моновариантную непрерывную серию, составы которой наиболее удобно изображать в виде вариационных линий, построенных на оси окиси магния, содержание которой, как мы уже отмечали, варьирует от 10 до 30–35%. Диаграммы на основе кремнезема ничего не дают, так как содержание этого окисла, даже в наиболее богатых магнием разностях пикритовых порфиритов и коматитов, не снижается ниже 44–45%, т.е. находится в пределах колебаний для базальтов.

Подобно тому как ряд базальт — липарит может быть представлен в виде смеси базальта и липарита в различных пропорциях, так ряд ба-

зальт — пикритовый порфирит может быть представлен как смесь нормального базальта и дунита. Пропорция последнего, как показывают простейшие арифметические подсчеты, основанные на содержании окиси магния в дуните 50 и в базальте 8%, может колебаться от 0 до 65%, что хорошо согласуется с объемом фенокристов оливина в наиболее богатых магнием лавах пикритовых порфиритов и базальтовым составом основной массы [114]. Никаких классификационных затруднений в связи с простой состава не возникает. Разнообразие состава выражается в основном в колебаниях содержания железа, титана. Доминируют разности с умеренным содержанием этих компонентов.

Щелочной ряд исключительно разнообразен по составу, что обусловлено вариациями отношения извести к глинозему и калия к натрию. Повышение первого отношения приводит к появлению мелилита, увеличению содержания клинопироксена. Эти вариации первичны и закладываются на уровне генерации магм в условиях высокой активности углекислоты — причины обогащения магм известью. Общее с нормальными гиперкотектоидами — фенокристы оливина (избыточного против котектик минерала). Поэтому к ним применимо обобщающее полевое название "пикритовые порфириты". Сложность состава исключает изображение в виде единой моновариантной серии. Это специфическая область составов, требующая специального рассмотрения.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ФАЦИИ

КЛАССИФИКАЦИЯ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ

Напомним традиционное деление породообразующих минералов по их количеству, составу и генезису, существующее со времен Розенбуша: главные, второстепенные (или примеси) и акцессорные; мафические (фемические, темноцветные) и салические; первичные — магматические и вторичные — постмагматические (эндогенные — метаморфические и гипергенные). Каждое из этих делений, а не только последнее, имеет генетический смысл.

Деление по количеству, строго говоря, условно и формально: каждый главный минерал в определенных породах может присутствовать в малых количествах (первых процентов или их долей) и должен быть отнесен к акцессорным. Но даже эти ничтожные количества могут иметь принципиальное значение, фиксируя насыщенность или недосыщенность пород каким-либо компонентом и тем самым — определенные физико-химические условия формирования и преобразования. Такими индикаторами являются кварц, оливин, нефелин, гиперстен, эгирин, магнетит. Первый характеризует пересыщенность пород кремнеземом, два вторых — недосыщенность, а нефелин, кроме того, пересыщенность щелочами. Эгирин и его амфиболовые эквиваленты (арфведсонит, риббекит и другие) свидетельствуют об агпитовом характере пород. Магнетит фиксирует потенциал кислорода и т.д.

В то же время существуют минералы, которые, как правило, встречаются только как акцессорные. Это либо минералы элементов-примесей, нерастворимые или трудно растворимые в главных минералах (циркон,

апатит, ильменит, монацит, сфен, ортит), либо несиликатные минералы железа — результат неустойчивости силикатов в присутствии кислорода, серы.

Деление минералов на силикатные и фемические далеко не так просто, как может на первый взгляд показаться. К первой группе принято относить алюмосиликаты щелочей (ортоклаз, альбит, нефелин, лейцит), кальция (анортит), кварц. Ко второй — силикаты магния, железа, кальция, окисные железо-титановые минералы (магнетит, титано-магнетит, ильменит, самородное железо). Соотношение силикатных и фемических минералов лежит в основе выделения ультрамафитов, мафитов, силикатных пород. Котектики мафических и силикатных минералов, только силикатных (кварца и полевых шпатов, нефелина и полевых шпатов, двух видов полевых шпатов) определяют закономерности обширной, преобладающей среди магматитов группы пород. Однако некоторые минералы на основе состава трудно отнести к одной из этих групп. Самый простой пример — мелилит — распространенный минерал среди щелочных магматитов, состоящий из силиката магния и железа и алюмосиликата натрия и кальция, образует котектику с анортитом, т.е. выполняет роль мафического минерала.

Еще большие трудности возникают в минеральных парагенезисах повышенных давлений. Как известно, смесь равных количеств анортита и форстерита при давлении выше 7 кбар преобразуется в смесь диопсида, энстатита и шпинели-плеконаста в пропорции примерно 2 : 2 : 1. Если первые два минерала слагают троктолит, т.е. мезократовую породу группы габбро с равными количествами полевого шпата и мафического силиката, то последние три — шпинелевый вебстерит, т.е. сугубо меланократовую породу, состоящую целиком из мафических минералов. Химический состав пород сохраняется при этом неизменным. Формально мафит преобразуется в ультрамафит, габбро — в пироксенит.

Аналогичным образом переходит габбро в эклогит также с сохранением химического состава. Вместо смеси плагиоклаза и пироксенов образуется эклогит, т.е. смесь железомagneзиально-глиноземистого граната — пирропа с примесью альмандинового компонента и клинопироксена (омфацита), содержащего натрия и алюминия в форме жадеита ($\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$) — продукта разложения альбита при высоких давлениях. Как показали эксперименты, при 40 кбар пироп и диопсид образуют эвтектику примерно в равных количествах с небольшой примесью энстатита и оливина. Пироп, следовательно, играет здесь роль силикатного минерала, хотя по составу (в основном) это силикат магния. При высоких давлениях плагиоклазы становятся неустойчивыми и их компоненты входят в состав пироксенов, в которых, таким образом, объединяются черты химизма силикатных и мафических минералов. При обычных давлениях таким свойством обладает амфибол, способный содержать до 15% глинозема, т.е. столько же, сколько имеется в базальте. Йодер поэтому пишет, что базальт можно закристаллизовать в форме амфибола с сохранением химического состава. Биотит также содержит компоненты ортоклаза и оливина, которые при нагреве могут выделяться. Таким образом, деление на силикатные и мафические минералы и силикаты следует рассматривать как примерное, не строгое, но в большинстве случаев полезное, наиболее четкое для минеральных фаций — низких давлений.

ВЗАИМНЫЕ ЗАВИСИМОСТИ МЕЖДУ МИНЕРАЛЬНЫМ И ХИМИЧЕСКИМ СОСТАВОМ ПОРОД

Минеральный и химический составы горных пород взаимно связаны количественно и физико-химически. Содержание любого компонента в породе равно сумме произведений его концентраций в каждом минерале на весовое количество этого минерала в породе. Число уравнений, связывающих химический состав породы и минералов, равно, таким образом, числу компонентов химического анализа. Это чисто арифметическая зависимость, лишенная какого-либо генетического элемента. Пользуясь ею, мы можем, зная состав минералов и их количественные соотношения, определить химический состав породы без помощи анализа. Наоборот, зная химический состав породы и составы слагающих ее минералов, мы можем подсчитать их количественные соотношения. Задача сводится к решению системы линейных уравнений, число которых равно числу компонентов, а неизвестных — числу минералов. В зависимости от соотношения тех и других задача может становиться либо неопределенной, либо решаться однозначно, но без контроля. И, наконец, если число уравнений больше числа минералов, мы получаем возможность контроля точности анализов отдельных минералов.

Для кумулятов основа классификации — состав и количественные соотношения слагающих их минералов. Химический состав пород — функция тех и других. Так как количественные соотношения могут меняться в любых пределах вплоть до образования мономинеральных разностей (дунитов, пироксенитов, анортозитов, хромитов и др.), то и химический состав пород может варьировать в рамках состава слагающих минералов. В этом коренное отличие кумулятов от эвмагматитов, химический состав которых и количественные соотношения минералов закономерно связаны с составом последних и изображаются поэтому геометрически в виде линий, поверхностей, иногда точек.

Эти различия хорошо видны из сравнения диаграмм, на которых в треугольнике $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}$ нанесены составы эвмагматитов (см. рис. 2–6) и кумулятов (рис. 8). Первые образуют серию пикрит–базальт с постоянным отношением $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{CaO}$, определяемым пироксен-плагиоклазовой котектикой, вторые — механические смеси минералов постоянного состава: плагиоклаза и клинопироксена, клинопироксена и оливина. Первые изображаются прямой линией дунит–базальт, вторые — прямыми линиями, соединяющими упомянутые пары минералов.

Зависимость между химическим составом пород и минералов значительно упрощается, если какой-то компонент входит только (или в основном) в один из минералов. Так, в условиях низких давлений главным носителем глинозема являются полевые шпаты. Поэтому содержание его в породах — функция содержания в плагиоклазах и их количества (в первом приближении). Зная один из этих параметров, можно определить другой. Надежнее всего определяется количество плагиоклаза, если оптическими методами удается установить его состав. Если плагиоклаз изохимически разложен (например, соссюритизирован), то, зная его количество и концентрацию Al_2O_3 , можно определить примерно его состав, ибо содержание глинозема в нем — прямая функция содержания анортита. Альбит содержит 19,49, анортит — 36,53% глинозема.

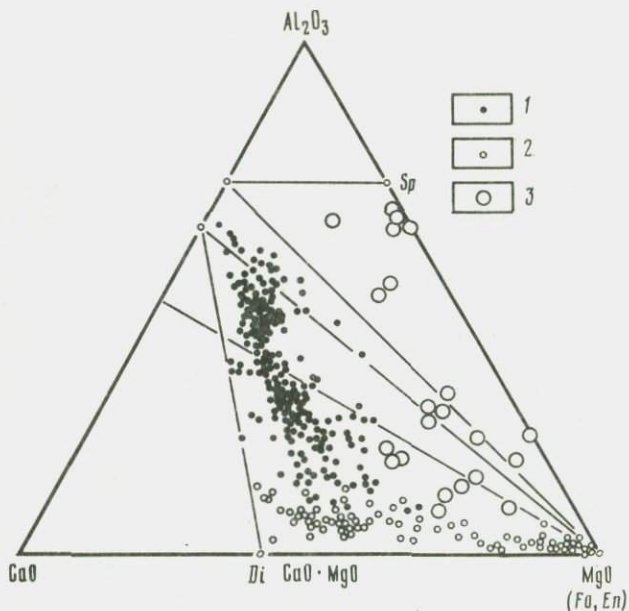


Рис. 8. Диаграмма CaO—Al₂O₃—MgO

1 — клинопироксенит-габбро; 2 — серия клинопироксенит—дунит в габброидах Платиностного пояса Урала; 3 — титаномагнетитовые шпинельсодержащие ультрабазиты ряда магнетитовый оливинит—верлит—клинопироксенит (по [15])

Точно так же в обычных породах железо и магний сосредоточены целиком в мафических силикатах и магнетите (ильменитом можно пренебречь). При отсутствии последнего или если его количество установлено магнитными методами, по химическому анализу породы можно подсчитать железистость силикатов, а если она известна — то их количество. Зная его, можно определить содержание в них магния и железа.

ПРИНЦИП МИНЕРАЛЬНЫХ ФАЦИЙ

Наряду с арифметическими существуют не менее важные физико-химические зависимости между химическим и минеральным составом пород, которые и составляют основу выделения минеральных фаций. Как известно, минеральной фацией называется совокупность минеральных парагенезисов различного валового химического состава, образовавшихся в рамках определенных физико-химических условий.

Классификация по минеральному составу на любом уровне должна производиться в рамках одной минеральной фации. Другое дело, что есть фации, затрагивающие только часть минералов, например полевые шпаты, феррические силикаты, не влияющие на их суммарное количество, которое сохраняет свое классификационное значение. Поэтому степень меланократности может быть общим классификационным признаком для безводной плагиоклазовой фации в целом. Но уже в амфиболовой фации, обусловленной температурой кристаллизации и содержанием воды в магме, количест-

во мафических силикатов будет несколько увеличено за счет растворения компонентов плагиоклаза. Так, горнблендиты по химическому составу эквивалентны меланократовому габбро. Содержание кварца увеличивается за счет пониженного по сравнению с пироксенами содержания в амфиболе кремнезема. Аналогичный эффект наблюдается при образовании биотита.

Минеральная фация означает совокупность минеральных парагенезисов в сочетании с условиями, их определяющими, ограниченными определенными значениями интенсивных факторов равновесия — всестороннего давления (P), температуры (T), парциального давления летучих компонентов (в основном воды, кислорода, в особых случаях — углекислоты). Парциальное давление водорода — функция парциального давления первых двух компонентов — определяется константой диссоциации воды. Поскольку парциальным давлением кислорода ввиду его незначительности можно пренебречь, то остается давление воды, доля которого по отношению к общему давлению характеризует степень сухости или водности системы, а соотношение с кислородом — пропорцию водорода. Вода определяет реакции с ее участием, т.е. гидратации и дегидратации, кислород — окисления—восстановления. Реакции без участия воды от ее давления не зависят и могут служить геотермобарометрами. Реакции с участием воды могут играть такую роль только при равенстве давления воды и общего. Температура равновесия понижается тем больше, чем выше разница двух видов давления. При постоянном давлении воды и переменном общем давлении равновесие в координатах P — T фиксируется прямыми линиями, выражающими обратную зависимость температуры от общего давления. Гетерогенные реакции протекают с увеличением объема при повышении температуры. В соответствии с принципом Лешателье давление повышает температуру равновесия тем больше, чем больше разница объемов веществ до и после реакции. Особенно велика она при реакциях с образованием газообразной фазы, в том числе водяного пара. По мере увеличения давления и соответственно плотности пара разница объемов постепенно уменьшается. При давлениях выше 2 кбар, т.е. много выше критического для воды, температура равновесия реакций с участием воды приближается к постоянной и эти равновесия приобретают значение геотермометров, дающих верхний предел температуры, отвечающий равенству давления воды и общего.

В случае кислорода равновесие определяется теми же законами, что и в реакциях с участием воды: с повышением температуры упругость диссоциации окислов возрастает по тому же экспоненциальному закону. Поэтому при постоянном давлении кислорода и повышении температуры происходят реакции восстановления, при понижении — реакций окисления.

Применение принципа минеральных фаций на практике требует учета реальных условий формирования и преобразования пород, прежде всего кинетики реакций. Все дело в том, когда и насколько достигается гетерогенное равновесие между породообразующими минералами, а следовательно, что фиксируют наблюдающиеся минеральные парагенезисы, какой этап формирования пород (магматический или постмагматический) и какие их стадии. Суть проста: любые магматиты, прежде чем стать доступ-

ными для наблюдения, подвергаются охлаждению от $650-1400^{\circ}\text{C}$ до нормальной температуры, господствующей на земной поверхности.

Первый этап охлаждения до температур окружающей среды происходит геологически мгновенно. В этом смысле все магматиты представляют собой первично закаленные фации. Однако в эффузивных, а тем более супра-крустальных фациях охлаждение происходит особенно быстро и до температур земной поверхности. В интрузивных фациях первый этап — охлаждение до температуры окружающих толщ, определяемой геотермическим градиентом, протекает быстро, обуславливая сохранение неравновесных структур кристаллизации, фиксирующих ее температурные стадии. Далее наступает длительная выдержка при температурах окружающей среды и медленное охлаждение, определяемое скоростью эрозии и приближения к земной поверхности. Поскольку понижение температуры на 100°C уменьшает скорость диффузии и реакций примерно в тысячу раз, возможность отжига и гомогенизации первичных неоднородностей (зональности, различия состава генераций минералов) зависит от факторов, влияющих на кинетику, — наличия и состава флюидов, деформаций, увеличивающих поверхность зерен и тем самым ускоряющих реакции. Этим объясняется сохранение зональности плагиоклазов в глубинных гранитоидах, длительное время находившихся при достаточно высоких температурах. Зональность исчезает только при полной перекристаллизации пород с образованием гранобластовых структур. В габбро, кристаллизующихся при температурах, на несколько сот градусов более высоких, чем граниты (особенно глубинные), скорость диффузии на много порядков выше, чем объясняется исчезновение в них первичной зональности плагиоклазов, сохраняющейся только в эффузивных и гипабиссальных аналогах — базальтах, долеритах.

Поэтому приспособление к изменяющимся условиям в ходе охлаждения и неизбежного падения общего давления, диапазон которого может колебаться в широких пределах в зависимости от места и глубины формирования магматитов, происходит очень неравномерно как в различных породах, так и внутри одной и той же породы, контролируясь кинетикой.

В первую очередь происходит распад твердых растворов с образованием тончайших структур, измеряемых в начальных стадиях процесса долями микрона и находящихся за пределами разрешающей способности оптических методов (пертиты, сростки двух пироксенов, ильменита, ульвошпинели, шпинели и магнетита, ильменита и гематита, вростки ильменита и шпинелидов в пироксенах и т.д.). В дальнейшем происходит сегрегация продуктов распада и очищение первичных минералов от наиболее трудно растворимых примесей.

Одновременно или позже происходят реакции на границах зерен минералов как требующие минимума диффузии. Эти реакции могут состоять в перераспределении общих компонентов: в фемических минералах железа и магния; полевых шпатах — калия, натрия, кальция; магнетите — в удалении титана; хромшпинелидах — в изменении соотношения железа и магния в пользу первого в связи с увеличением коэффициента распределения по отношению к силикатам и т.д. Они могут быть более сложными и выражаться в химических реакциях обмена с образованием на границе

зерен новых ассоциаций минералов — мирмекита на границе калиевого полевого шпата и плагиоклаза или тремолит-диопсид-шпинелевых симплектитов на границе основного плагиоклаза и оливина, келифитовых кайм около зерен граната и других.

Мы перечислили реакции, протекающие в рамках изохимизма и заключающиеся в перераспределении общих компонентов между отдельными минералами — первичными или вновь возникшими. Кроме этого, в ходе охлаждения нередко, хотя и не обязательно, протекают реакции с участием летучих компонентов, поступающих в значительной части или полностью извне: воды, кислорода, редко — серы. Углекислоту мы не упоминаем, ибо она как фактор метаморфизма ограничена особыми зонами и явно наложенными процессами. Небольшая примесь ее, имеющаяся, по-видимому, во всех природных водах, проявляется только в породах, исключительно богатых магнием — мантийных ультрамафитах ряда дунит-гарцбургит-лерцолит в форме новообразованного карбида железа — когенита как примеси к серпентину и бруситу, содержащему незначительное количество углекислоты. В остальных породах углекислота при массовом диафорезе не фиксируется.

Реакции с участием кислорода выражаются прежде всего в окислении закисного железа силикатов. Чаще всего, но не обязательно, оно выделяется в форме вторичного магнетита, свободного от примесей или с минимальным их содержанием, тесно ассоциированного с магнезиально-железистыми силикатами. Реакции с участием воды выражаются в гидратации первичных безводных силикатов. Она протекает либо как изохимический процесс с минимумом диффузии и образованием тонкодисперсных агрегатов вторичных минералов, размер зерен которых колеблется от долей микрона и тогда находится за пределами разрешающей способности оптических методов (до сотых и десятых долей миллиметра; сосюрит = цоизит + альбит, серпентин + брусит + когенит = оливин + вода и другие), либо как аллохимический с преобразованием первичных безводных минералов во вторичные водные иного химического состава. Самый распространенный пример — амфиболизация клинопироксена, сопровождающаяся обогащением магнием за счет кальция. Как показывают химические анализы, эта реакция может происходить без изменения химического состава породы за счет перераспределения компонентов между темными и светлыми минералами.

Оба типа гидратации происходят с образованием псевдоморфоз — в первом случае полиминеральных, во втором — мономинеральных, чаще, но не обязательно, гомоосевых.

В порфирировых эффузивах понятие фации становится более сложным, так как породы приходится рассматривать как первично полифациальные: интрателлурические фенокристи в общем случае кристаллизуются при иных условиях — более высоких давлениях (общем и флюидов) и температурах, чем основная масса. Величина разрыва зависит в первую очередь от места и глубины кристаллизации фенокристов. В группе щелочных базальтоидов, в тесно ассоциированных с ней кимберлитах известны фенокристи, кристаллизовавшиеся при давлениях порядка 10–20 кбар и выше. Наиболее яркий пример — фенокристи пиропа в кимберлитах. Реликтом еще более высоких давлений является алмаз.

В целом глубинные фенокристы, так же как и глубинные ксенолиты, свойственны щелочному ряду магматитов, магма которого генерировалась на наибольших глубинах. В вулканитах нормального ряда разрыв условий формирования фенокристов основной массы и породы в целом минимален.

Образно можно сказать, что минеральная фация магматитов — это "мода минус норма". Норма характеризует минеральный состав пород при заданном химическом составе и стандартных условиях. Стандартность условий выражается в отсутствии воды и нормальном давлении. Отклонение реального ("модального") минерального состава от нормы характеризует отклонения от нормальных условий.

Цель всего сказанного — подчеркнуть, что в магматитах сочетаются первичные и наложенные на них вторичные минеральные фации, расчленение которых представляет трудную, но разрешимую задачу. Из этого следует, что фациальный анализ невозможен без стадийного, т.е. без исторического, подхода. В то же время обойтись без этих видов анализа, как бы это ни было заманчивым, невозможно. Пренебрежение ими не упрощает, а усложняет дело и приводит к ложным выводам о первичных условиях формирования пород, об их первичном минеральном составе и структуре и тем самым к неправильным определениям и даже названиям.

ТЕРМОФАЦИИ

Самым простым индикатором P - T -условий являются *полиморфные модификации* минералов постоянного состава. Из таких минералов мы встречаем в магматитах модификации кремнезема, лейцита, углерода. В кремнеземе важны модификации первого порядка, наиболее различающиеся по структуре *кварц* и *тридимит*, способные кристаллизоваться из магмы. Кристобалит — еще одна модификация кремнезема — благодаря параметрам области устойчивости (выше 1470°C при обычном давлении) не может кристаллизоваться из магмы и встречается лишь как метастабильная фаза, образующаяся в твердом состоянии по принципу ступенчатых превращений Оствальда. *Тридимит* ограничен очень узкой областью P - T -условий, он сменяет кварц при 870°C и обычном давлении, при 1000°C и давлении 500 бар. Поэтому в сухих гранитных расплавах он может кристаллизоваться только при более низких давлениях, в насыщенных водой — только до 100–200 бар. Такие условия встречаются в целом редко, чем и объясняется редкость первично тридимитовых фаций пересыщенных кремнеземом магматитов. При охлаждении тридимит легко переходит в кварц с образованием параморфоз, сохраняющих пластинчатую форму первичного минерала. Бедность водой магм, из которых способен выделяться тридимит, обуславливает ассоциацию его с безводными силикатами — гиперстеном, фаялитом, альмандином, кордиеритом. Наиболее высокая из возможных температура кристаллизации связана с однородными калий-натриевыми полевыми шпатами в калий-натриевых гранитах нормальной известковистости. Таким образом, тридимитовые фации обычно безводные и в калий-натриевых нормальных гранитах однополевошпатовые. Они характерны для субвулканических фаций, тесно ассоциированных с лавами и вулканическими аппаратами.

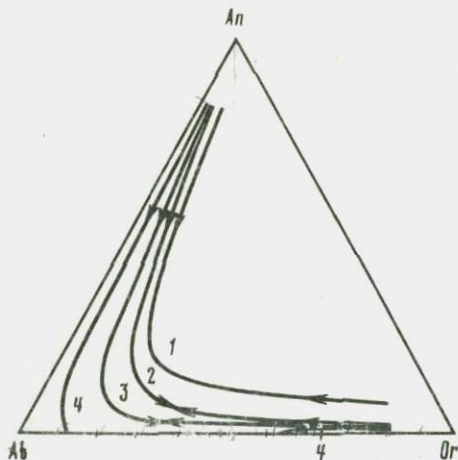


Рис. 9. Схема полевошпатовых термofаций эвмагматитов, насыщенных и пересыщенных кремнеземом [192]
1 — 1000; 2 — 850; 3 — 750; 4 — 650°С

Тридимит может входить в состав основной массы кислых вулканитов, которая кристаллизуется в поверхностных или приповерхностных условиях при низких давлениях воды и связанных с ними высоких температурах. Первично тридимитовой формой свободного кремнезема многие исследователи объясняют широко распространенную в кислых эффузивах микропойкилитовую структуру основной массы, в которой полевой шпат образует пойкилитовые включения в более крупных зернах кварца — параморфозах по пластинкам тридимита.

Во вкрапленниках эффузивов и в интрузивных породах, как правило, мы встречаем кварц, что свидетельствует о кристаллизации в области его устойчивости, т.е. при давлениях > 100 – 200 бар в насыщенных водой расплавах, > 600 бар в сухих и промежуточных давлениях при ненасыщенных водой магмах. И в том и другом случае речь идет о давлениях, достигаемых на минимальных глубинах, чем и объясняется преобладание кварца как формы выделения свободного кремнезема в подавляющем большинстве магматитов. В то же время возможность выделения кремнезема в форме тридимита надо всегда иметь в виду — это самый убедительный критерий малой глубинности формирования пород. Таким образом, в породах, содержащих свободный кремнезем, самое первое деление — это выделение первично тридимитовых и кварцевых фаций.

Кубическая модификация лейцита преобразуется в ромбическую при 600°C , т.е. при температурах ниже минимальных магматических. Поэтому тетрагонтриоктаэдрическая форма лейцита — единственно возможная в магматитах.

Следующими по сложности индикаторами P – T -условий являются взаимно насыщенные твердые растворы в двух сосуществующих минералах. Наиболее важны пары: плагиоклаз — калий-натриевый полевой шпат, титаномагнетит — ильменит, кальциевые и бедные кальцием пироксены, пироксены и богатые глиноземом минералы — гранаты пироп-альмандинового ряда, шпинели, кордиериты. Для большей части пар взаимная растворимость общих компонентов — функция прежде всего температуры и в малой степени давления. Исключение составляет растворимость глинозема в пироксенах, сосуществующих с богатыми этим компонентом фазами — гранатами пироп-альмандинового ряда и шпинелями, в равной мере чувствительная к давлению и температуре. В паре ильменит — титаномагнетит растворимость титана в магнетите существенно зависит от парциального давления кислорода и степени окисления железа в ильмените.

Следующими по сложности индикаторами P – T -условий являются взаимно насыщенные твердые растворы в двух сосуществующих минералах. Наиболее важны пары: плагиоклаз — калий-натриевый полевой шпат, титаномагнетит — ильменит, кальциевые и бедные кальцием пироксены, пироксены и богатые глиноземом минералы — гранаты пироп-альмандинового ряда, шпинели, кордиериты. Для большей части пар взаимная растворимость общих компонентов — функция прежде всего температуры и в малой степени давления. Исключение составляет растворимость глинозема в пироксенах, сосуществующих с богатыми этим компонентом фазами — гранатами пироп-альмандинового ряда и шпинелями, в равной мере чувствительная к давлению и температуре. В паре ильменит — титаномагнетит растворимость титана в магнетите существенно зависит от парциального давления кислорода и степени окисления железа в ильмените.

Для наиболее распространенных магматитов важнейшее значение имеют фации, выделяемые на основе распределения общих компонентов между сосуществующими полевыми шпатами, которые можно назвать *полевошпатовыми* (рис. 9), и пироксенами — *пироксеновые*. В породах, содержащих ильменит и титаномагнетит или магнетит, важное значение могут иметь *ильменит-титаномагнетитовые* фации.

Фации, выделяемые на основе взаимной растворимости компонентов в сосуществующих фазах, не имеют дискретных границ. Они связаны постепенными переходами. Единственная дискретность — выделение одноминеральных и двуминеральных фаций. Плаггиоклаз растворяется в калиевом полевошпате, ильменит — в титаномагнетите, клинопироксен — в бескальциевом пироксене или наоборот. Появление одноминеральных фаций обусловлено пределом растворимости одного минерала в другом и количественными соотношениями компонентов обоих минералов в породе. В одноминеральных фациях фигуративная точка состава породы лежит внутри области однородной фазы. Двуминеральные фации появляются, как только перейден предел растворимости.

ГИДРОФАЦИИ

Как бы ни было высоко давление, есть максимальная температура, выше которой водные минералы становятся неустойчивыми и разлагаются, превращаясь в безводные эквиваленты. В то же время водные минералы в сухих условиях разлагаются при любой самой низкой температуре. Поэтому наиболее высокотемпературные парагенезисы всегда сухие, но сухие не обязательно высокотемпературны.

В водных железисто-магнезиальных силикатах температура их диссоциации сильно зависит от железистости, понижаясь по мере ее увеличения. Максимальные вариации температуры диссоциации, обусловленные железистостью, могут составлять 100–200°С. В обычных биотитах максимальная температура их устойчивости при давлениях 2 кбар около 1000°С. Поэтому неустойчивость биотита в гранитных расплавах, температура которых всегда много ниже, может объясняться только пониженным содержанием и давлением воды.

Первичный биотит встречается даже в габбро и долеритах, т.е. наиболее высокотемпературных породах, правда на поздних стадиях их кристаллизации, близких по температуре к солидусу (1050–1100°С в сухих условиях и ниже — в водных).

Несомненно, что появление водных силикатов в ходе кристаллизации магм обусловлено наличием определенного давления воды. Если оно меньше известного предела, водные силикаты вообще не образуются. Если оно достаточно высоко, то водные силикаты кристаллизуются с самого начала. Если оно промежуточно, то безводные силикаты в ходе кристаллизации сменяются водными.

Для понимания взаимоотношений изохимических водных и безводных фаций надо знать реакции разложения силикатов и состав их безводных эквивалентов. Так, биотит разлагается на смесь гиперстена или фаялита (в зависимости от железистости: больше 70–80% — фаялит, меньше — гиперстен), ортоклаза, альмандина или кордиерита (в основном в зависи-

мости от температуры) и магнетита. Количество альмандина или кордиерита пропорционально избытку глинозема в биотите, который колеблется в широких пределах — от 0 до 10%. Амфиболы разлагаются на смесь плагиоклаза (за счет натрия, кальция, алюминия, кремния), клино- и ортопироксенов, магнетита. Исходя из сказанного, выделяются первичные безводные (сухие), смешанные и водные фации магматитов.

Разложение биотита и амфибола происходит с поглощением кремнезема. Образуются эти минералы из безводных в результате присоединения воды с выделением свободного кремнезема, т.е. кварца (тридимит в водных фациях невозможен). При 10% биотита в породе на его преобразование в безводные эквиваленты требуется 3—4% кремнезема. На это количество уменьшается содержание кварца. Поскольку содержание биотита в гранитоидах (в кварцевых диоритах) достигает 15%, постольку в этих случаях биотитовые разности (фации) будут богаче кварцем изохимических безводных, т.е. гиперстеновых, на 4—6%. А так как содержание кварца в кварцевых диоритах вообще невелико (10—15%), то разница может быть довольно ощутима. Биотитовые фации, изохимические с бескварцевыми пироксеновыми породами, будут содержать кварц, количество которого пропорционально содержанию биотита, составляя по отношению к нему 30—40%.

При разложении обыкновенной роговой обманки гранитоидов расходуется несколько меньше кремнезема, чем в случае биотита: 10—15% от ее массы. Поэтому амфиболовый кварцевый диорит (тоналит), содержащий 20% амфибола, будет богаче кварцем изохимического пироксенового кварцевого диорита на 2—3%, т.е. незначительно.

В гранитоидах, бедных фемическими минералами, особенно в гранитах, содержащих их не более 5%, разница в количестве кварца между водными и безводными изохимическими фациями будет невелика.

В предельных, т.е. наиболее богатых кремнеземом, гранитах особое значение приобретает фации, выделяемые по соотношению фтора и воды. Обычно в гранитах фиксируется лишь небольшая часть содержащегося в расплаве фтора, который удаляется в результате кристаллизации в окружающую среду. Если фтор остается в расплаве до конца кристаллизации, что приводит неизбежно к повышению его концентрации и пропорции по отношению к воде, то образуются богатые фтором граниты или липариты — онгониты, содержащие топаз и флюорит. Первый связывает избыток глинозема, образовавшийся благодаря удалению части щелочей с фтором в окружающую среду, второй — кальций из анортитового компонента, освобождая при этом также часть глинозема, идущую на образование топаза. Фтористые граниты, обогащенные литием, редкими металлами, выделяются как литий-фтористые или редкометалльные граниты. Долгое время особенности их состава объясняли постмагматическим метасоматозом и выделяли их как "апограниты". Сейчас пришли к выводу, что, хотя метасоматоз и играет важную роль в их формировании, обогащение фтором происходит еще на магматической стадии.

Режим кислорода в значительной мере определяет поведение железа и титана и их распределение между сосуществующими минералами.

В магматитах железо и титан входят в силикаты, магнетит, ильменит, сфен. Последний отсутствует в базитах — габбро, базальтах, долеритах и в предельных гранитах, будучи ограничен только гранитоидами и сиенитами. При совместном присутствии в породах ильменит растворяется в магнетите в момент его кристаллизации (первично вместо ильменита часто образуется ульвошпинель) с образованием титаномагнетита с различным содержанием титана, определяемым температурой и режимом кислорода. Магматический титаномагнетит содержит от 10 до 30% двуокиси титана. Более низкие содержания возникают в ходе вторичных изменений и являются их индикаторами. В габбро и долеритах первичный титаномагнетит содержит 15–20% двуокиси титана, кристаллизуясь обычно на поздних стадиях близ температуры солидуса (1050–1100°С). Ранний титаномагнетит фенокристов вулканитов различного состава содержит максимальное количество титана (до 30% двуокиси). Если содержание титана в породе выше предела растворимости в магнетите, то избыток его выделяется в форме ильменита или входит в состав силикатов. Таким образом, титан распределяется между ильменитом, титаномагнетитом и силикатами.

Железо в основном распределяется между силикатами и магнетитом, небольшая часть его входит в ильменит, обычно не более 0,5, редко 1%.

В зависимости от соотношений рудных минералов можно выделить магнетитовые (с ильменитом и без ильменита) и безмагнетитовые (с ильменитом и без ильменита) фации.

Появление или отсутствие магнетита обуславливается режимом воды и кислорода при кристаллизации магмы и в ходе охлаждения твердых пород. При недостаточном давлении воды кристаллизуются безводные железисто-магнезиальные силикаты в сопровождении магнетита или без него в зависимости от потенциала кислорода. При достаточном давлении образуются водные фемические силикаты опять-таки с магнетитом или без него в зависимости от потенциала кислорода. Таким образом, магнетитовые и безмагнетитовые фации возможны как в водных фациях, так и в безводных. При охлаждении пород может возникать вторичный магнетит за счет разложения первичных фемических силикатов, если давления воды и кислорода будут соответствующими.

Большой материал показывает, что в магматитах первичный магнетит появляется только при железистости оливина > 40%. В безводных фациях магнетит при таких значениях железистости минералов появляется обязательно, в водных существуют как магнетитовые, так и безмагнетитовые фации.

В магнетитовых фациях железистость фемических силикатов, сосуществующих с магнетитом, определяется парциальным давлением кислорода и связана с ним обратной зависимостью: чем оно выше, тем ниже железистость, и наоборот. Поэтому среди магнетитовых фаций можно выделить субфации с различным уровнем железистости фемических силикатов, сосуществующих с магнетитом. Поскольку коэффициент распределения же-

леза между наиболее распространенными фемическими силикатами близок к единице, постольку за эталон можно принять фации с оливином. Поэтому субфации можно условно подразделить по железистости оливина, сосуществующего с магнетитом и кварцем, на фаялитовые, феррогортонолитовые, гортонолитовые, гиалосидеритовые, хризолитовые и форстеритовые соответственно величинам железистости в процентах: 100–90–70–50–30–10–0.

Примером фаялит-магнетитовых фаций могут служить феррогаббро (ферродиориты) Скергаарда, щелочные граниты, некоторые рапакиви; феррогортонолитовых – рапакиви, многие граниты; гортонолитовых – известково-щелочные гранитоиды ряда тоналит–гранит, хризолитовых – габброиды, магнетитовые пироксениты и оливиниты [87].

Очень важно, что железистость фемических минералов может оставаться постоянной, несмотря на вариации железистости пород: так, в гранитоидах Сьерра-Невады общая железистость минералов остается примерно постоянной во всей серии от габбро до адамеллита, будучи близкой в биотите к 46, амфиболе – 40%, хотя железистость пород возрастает от 45 до 70%. Естественно, что возрастает и доля магнетитового железа. Таким образом, железоносные минеральные фации могут охватывать гетерожелезистые серии пород. Данные по составу пород серии, заимствованные из литературы, приводятся в табл. 3 [111, 112].

В расслоенных интрузиях типа Скергаарда, Бушвелда, Стиллуотера магнетит появляется при минимальной железистости оливина (40–45%) значительно раньше, причем при железистости 10–15% исчезает, становясь неустойчивым, хромит. Железистость сосуществующих клинопироксенов несколько ниже – 35–45, ортопироксенов – 40–45%. При меньшей железистости окисные минералы представлены ильменитом, в высокомагнезиальных разностях – хромшпинелидом, в переходных – ильменитом и хромшпинелидом.

По-видимому, в основных интрузиях магнетит появляется лишь при железистости пироксенов и амфиболов не ниже 40%, а оливина – при более высокой. Аналогичные пределы и в гранитоидах, что подтверждает приведенный выше пример серии батолита Сьерра-Невады. Вероятно, 40% – это универсальный минимум для магматических парагенезисов вообще. Так как в габброидах, гранитах и гранитоидах встречаются железисто-магнезиальные силикаты с железистостью почти 100% (ферродиориты Скергаарда, рапакиви, щелочные граниты), то, очевидно, парциальное давление кислорода в них может быть значительно ниже, чем в парагенезисах с железистостью силикатов около 40%. Расчеты, основанные на реакции разложения фаялита ($3\text{Fe}_2\text{SiO}_4 + \text{O}_2 \rightleftharpoons 2\text{Fe}_3\text{O}_4 + 3\text{SiO}_2$), показывают, что уменьшение концентрации фаялита в n раз соответствует повышению парциального давления кислорода в n^3 раз, и наоборот. Судя по кривой равновесия указанной реакции как функции температуры, эта разница при $f = 10$ отвечает разнице температур $\sim 150^\circ\text{C}$, при $f = 50$ – около 250°C . Таким образом, при постоянном парциальном давлении кислорода падение температуры понижает максимальное содержание фаялита в оливине.

Природные данные качественно совпадают: если в магматических парагенезисах магнетит появляется при 40% фаялита в оливине, то в метасоматических рудных оливинитах и оливиновых клинопироксенитах этот

Таблица 3

Железистость пород и минералов в серии
биотит-амфиболовых гранитоидов батолита Сьерра-Невада
в Калифорнии (в %) [111, 112]

Параметр	1	2	3	4	5	6
Железистость						
породы	45	52	55	58	70	—
биотита	47	44	49	44	44	46
амфибола	41	44	44	37	32	40
Степень окисления железа в:						
породе	21	31	33	45	57	—
биотите	14	18	19	12	17	16
амфиболе	23	25	25	26	21	24
Количество магнетита	1,2	1,6	1,7	2,2	2,5	—
То же, ильменита	0,8	0,6	0,3	0,4	0,2	—
Сумма рудных минералов	2,0	2,2	2,0	2,6	2,7	—

Примечание. 1 — кварцевый габбро-диорит ("кварцевый диорит") с 55,6% SiO_2 ; 2 — калишлатсодержащий кварцевый диорит ("гранодиорит") с 60,1% SiO_2 ; 3 — гранодиорит с 64,8% SiO_2 ; 4 — гранодиорит с 68,4% SiO_2 ; 5 — адамеллит ("кварцевый монзонит") с 69,8% SiO_2 ; 6 — средние значения.
В кавычках — названия по [111, 112].

порог снижается примерно до 15%; в магнетит-антигоритовых серпентинитах железистость антигорита составляет всего 1–2%; в более высокотемпературных магнетит-оливин-антигоритовых породах железистость антигорита заметно выше и составляет около 6–7%; при близкой железистости оливина в безводных магнетитовых оливинитах оливин содержит уже 15% фаялита.

Все перечисленные фации аналогичны для магматических и метаморфических горных пород. Среди них можно выделить фации по степени окисления железа в силикатах — ферро- и феррифации, по присутствию и отсутствию магнетита — магнетитовые и безмагнетитовые, по степени окисления железа в магнетите — магнетитовые, маггемо-магнетитовые и маггемитовые фации, по взаимоотношениям окисных минералов железа и титана — безильменитовые титаномагнетитовые, ильменит-титаномагнетитовые, ильменитовые, безмагнетитовые. Ультразакисные фации представлены безмагнетитовыми, не содержащими Fe_2O_3 базальтами и долеритами, иногда с самородным железом и карбидом железа — когенитом (Fe_3C).

Выделение перечисленных выше фаций имеет металлогеническое значение: контактово-метасоматические месторождения железа, меди связаны с магнетитовыми фациями гранитоидов; вольфрама и олова — с безмагнетитовыми, хотя и гипабиссальными.

БАРОФАЦИИ

Рассмотренные выше вариации минерального состава определяются различиями температуры и режима летучих компонентов в рамках фаций, выделяемых по общему давлению, которое определяет равновесия в реакциях без участия флюидной фазы и летучих компонентов.

- Важнейшие из таких реакций: Альбит = жадеит + кварц (1);
 Анорит = 2 дистена + гроссуляр + 2 кварца (2);
 Анорит + форстерит = энстатит + диоксид + шпинель (3);
 Шпинель + 4 энстатита = циркон + оливин (4).

Первые две реакции при магматических температурах требуют давления 20–30 кбар и протекают на глубинах 70–100 км. Поэтому они важны для физико-химического анализа парагенезисов глубинных ксенолитов и первых стадий кристаллизации кимберлитов. Реакция (3) протекает при наиболее низких давлениях 6–8 кбар, которые отвечают давлению нагрузки на глубинах 25–30 км. Она наиболее важна для петрогенетических целей, так как ограничивает область формирования преобладающих в земной коре магматических горных пород, в которых основной плагиоклаз устойчив с оливином. Реакция (4) протекает при давлении ~ 15 кбар, практически не зависящем от температуры, на глубинах около 50 км, отвечающих верхам верхней мантии или самым низам континентальной коры. Реакции (3) и (4) важны для понижения минеральных парагенезисов ультрабазитов ряда лерцолит–гарцбургит, представленных тремя главными барофациями: гранатовой, шпинелевой и плагиоклазовой, разделенных пограничными условиями реакций. Последняя наиболее распространена в породах, наблюдаемых на поверхности и вблизи нее, являясь результатом преобразования фаций более высоких давлений, прежде всего шпинелевых, в результате разгрузки при приближении к поверхности в ходе внедрения и последующей эрозии. Первые две фации характерны для глубинных ксенолитов и фенокристов. Самое простое различие между фациями – минеральная форма глиноземистой фазы: гранатовая, шпинелевая, плагиоклазовая. Акцессорный хромшпинелид присутствует и в плагиоклазовой фации, но по сравнению со шпинелевой обогащен хромом за счет вхождения глинозема в плагиоклаз. В шпинелевой фации обогащены глиноземом пироксены (до 6–7%). Переход шпинелевой фации в плагиоклазовую осуществляется путем выделения из пироксенов части глинозема и кальция и расходования глинозема шпинели на формирование плагиоклаза.

Барофации ультрабазитов могут сочетаться с термофациями по-разному. Так, при температурах выше 1300°С, но ниже ликвидуса, диопсид и шпинелид могут растворяться в ортопироксене с образованием высокотемпературного гарцбургита. Он, в свою очередь, при охлаждении может преобразоваться в бесшпинелевый перидотит за счет выпадения из раствора диопсида, а затем в зависимости от давления преобразоваться либо в плагиоклазовый, либо бесплагиоклазовый гарцбургит с примесью диопсида. Бедные диопсидом гарцбургиты, по-видимому, пример такого преобразования.

Ультрамафиты, таким образом, столь же наглядный пример изохимических минеральных фаций, как и граниты. Очень часто эти фации рассматриваются как самостоятельные горные породы.

При наиболее низких давлениях (порядка 3–5 кбар) протекает реакция преобразования кордиерита, встречающегося как акцессорный минерал в гранитах, в гранат.

Свободный углерод как совершенно второстепенная примесь встречается в ультраосновных и основных магматитах. Обычно они присутствуют в форме графита, который по экспериментальным данным при магматических температурах устойчив при давлениях до 40 кбар, достигаемых только на больших глубинах — свыше 100–120 км в верхней мантии. При больших давлениях углерод выделяется в форме алмаза, что дает основание для выделения алмазных и графитовых барофаций магматических и метаморфических горных пород. Первые одновременно всегда гранатовые и представлены некоторыми кимберлитами и эклогитами.

КИНЕТИЧЕСКИЕ ФАЦИИ

Магматические горные породы первично всегда неравновесны, ибо формируются при переменных условиях, прежде всего при падающей температуре. Из этого вытекает отличие реального минерального состава от идеального равновесного, определяемого химическим составом породы и условиями. Это отличие выражается, во-первых, в неоднородности состава минералов — твердых растворов, обогащающихся в ходе кристаллизации более легкоплавкими компонентами (железом по отношению к магнию, щелочами по отношению к извести и т.д.), во-вторых, в появлении на поздних стадиях минералов, не способных присутствовать в идеальных парагенезисах при заданном химическом составе породы — кварца или кислого стекла при наличии нормативного оливина; эгирина при наличии нормативного анортита; плагиоклаза, обогащенного альбитом и ортоклазом по сравнению с нормой; мафических силикатов, обогащенных железом, и т.д. Отклонения тем больше, чем быстрее протекает кристаллизация. Поэтому структурные фации, обусловленные режимом кристаллизации, всегда являются и минеральными фациями. Количественным критерием неравновесности может служить степень дисперсности состава минералов — твердых растворов, прежде всего плагиоклаза, как самого распространенного и простого из них и как самого чувствительного к кинетике благодаря пониженной по сравнению с другими минералами скорости диффузии слагающих его компонентов.

Высокая скорость охлаждения может вызвать появление метастабильных минералов — твердых растворов, состав которых лежит внутри разрыва растворимости при равновесных условиях. Хорошим примером могут служить *клинопироксены* основной массы базальтов, кристаллизующиеся в условиях переохлаждения.

Давно установлено, что эти пироксены не обнаруживают разрыв взаимной растворимости между бедными и богатыми кальцием разностями, в то время как в фенокристаллах и в полнокристаллических фациях такой разрыв совершенно отчетлив и является основой для выделения двух дискретных групп.

Другой пример — влияние скорости охлаждения на состав *клинопироксенов* в подушечных лавах, исследованное Мевелем и Вельдом на примере *спилитов Французских Альп* [129]. Оно выражается в понижении содержания титана и алюминия в клинопироксенах по мере уменьшения крупности зерна и перемещения от центра подушек к периферии при сохранении пря-

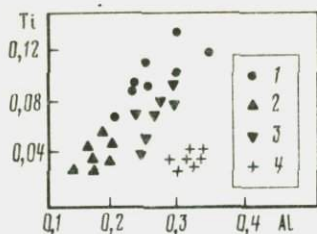


Рис. 10. Содержание атомов Al и Ti в клинопироксенах афировых базальтов [129]

1, 2, 3 — из центральных и 4 — периферических частей подушечных лавовых потоков (1 и 4 — из одного потока)

мой зависимости между содержаниями этих элементов и постоянстве состава базальтов (рис. 10).

В результате при концентрации TiO_2 в базальте 1,33–1,69% содержание его в клинопироксенах колеблется от 1,03–4,13% в центре подушек до 1,07–1,40% на периферии, а содержание глинозема — от 3,15 до 7,62%. Корреляция содержаний алюминия и титана с железистостью, т.е. со стадиями кристаллизации, отсутствует.

Мевель и Вельд не находят никаких различий в химическом составе базальтов из различных частей подушек, в количестве пор, фиксирующем объем выделившихся газов и их содержание в расплаве, и видят различия только в структуре, связанные со скоростью охлаждения.

Примером различного распределения титана и железа между силикатами и окисными минералами при одинаковом химическом составе пород, включая содержания окисного и закисного железа, но при различиях структуры, обусловленных скоростью охлаждения, могут служить изученные нами нижнекаменноугольные потоки афировых базальтов в Магнитогорском районе Южного Урала [97]. В одном из потоков мощностью 8 м было взято 6 проб на расстоянии от почвы 1,0; 1,5; 3,3; 4,8; 6,9; 7,9 м. Верхние части потока обогащены титаномагнетитом, нижние — ильменитом; это сочетается с различием окраски авгита: вверху — бурой, внизу — бесцветной. Титаномагнетит образует идиоморфные октаэдрические зерна, ильменит — пластинчатые. Силикатная часть породы состоит из разложившегося (сосюритизированного) плагиоклаза, авгита и хлоритизированного вулканического стекла в различной пропорции: краевые части обогащены стеклом и имеют гиалопилитовую до витрофировой структуру, в центральных частях структура толеитовая (офитовая со стеклом в интерстициях). Во всех пробах было определено количество магнетита методом магнитного насыщения; количество магнетита, ильменита и нерудных минералов, включая разложившееся стекло, линейным методом на интеграционном столике в полированных шлифах; выделены и проанализированы на титан магнитные фракции. Результаты приведены в табл. 4. Химический состав базальта характеризуется следующими величинами (в мас. %): SiO_2 50,87, TiO_2 3,74, Al_2O_3 14,37, Fe_2O_3 5,29, FeO 0,94, MnO 0,21, MgO 4,75, CaO 8,13, Na_2O 3,33, K_2O 0,50, P_2O_5 0,32, п.п.п. 2,07. Сумма 99,52.

Содержание двуокиси титана в магнитной фракции по 5 анализам составляет в среднем 18% с колебаниями от 16,5 до 20%, обусловленными, вероятно, нечистотой материала. В первом приближении содержание двуокиси титана в титаномагнетите, характеризующее распределение титана между двумя рудными минералами, можно считать постоянным. Постоян-

Таблица 4

Распределение железа и титана между силикатными и рудными минералами в вертикальном разрезе базальтового потока (нижний карбон, Южный Урал, район пос. Грязнушинского, в 100 км к югу от Магнитогорска)

1	Σ Fe в пересчете на FeO								TiO ₂				FeO
	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
7,9	0,19	0,82	1,02	3,11	4,13	7,50	11,63	0,21	0,92	1,13	2,19	3,32	5,12
0,1	0,4	1,7	2,1	3,4	5,5	94,5	100,0	0,4	1,7	2,1	94,5	100,0	
6,9	0,19	0,80	0,99	3,00	3,99	8,95	12,94	0,21	0,89	1,10	1,80	2,90	7,03
1,1	0,4	1,7	2,1	3,2	5,3	94,7	100,0	0,4	1,7	2,1	94,7	100,0	
4,8	0,99	0,48	1,47	1,77	3,24	10,05	13,29	1,11	0,53	1,64	1,38	3,02	6,06
3,2	2,1	1,0	3,1	1,9	5,0	95,0	100,0	2,1	1,0	3,1	95,0	100,0	
3,3	1,33	0,48	1,80	1,84	3,65	9,27	12,92	1,48	0,54	2,02	0,88	2,90	5,35
4,7	2,8	1,1	4,9	2,1	7,0	94,2	100,0	2,8	1,0	3,8	94,2	100,0	
1,5	1,80	0,51	2,31	1,96	4,27	7,70	11,97	2,00	0,58	2,58	0,62	3,20	5,02
6,5	3,8	1,1	4,9	2,1	7,0	93,0	100,0	3,8	1,1	4,9	93,0	100,0	
1,0	1,80	0,32	2,12	1,22	3,33	8,28	11,61	2,00	0,36	2,36	0,96	3,32	5,19
7,0	3,8	0,7	4,5	1,3	5,8	94,2	100,0	3,8	0,7	4,5	94,2	100,0	

Примечание. 1 — расстояние (в м) от кровли (в знаменателе) и от подошвы (в числителе); 2—14 — в числителе — содержание окисла, в знаменателе — содержание минерала, все — по отношению к породе (в масс. %); 2 — в обособленном ильмените; 3 — в ильмените, входящем в состав титаномагнетита, 4 — в ильмените в целом, 5 — в магнетите, 6 — в рудных минералах (ильмените и магнетите), 7 — в силикатах, 8 — в породе, 9 — в обособленном ильмените, 10 — в ильмените, входящем в состав титаномагнетита, 11 — в ильмените в целом, 12 — в силикатах, 13 — в породе, 14 — только закисное железо породы.

но, как видно из табл. 4, и общее содержание титана и железа в породе на различных уровнях внутри потока, что говорит об отсутствии дифференциации при его формировании. В то же время, как показывают пересчеты химических анализов, распределение железа и титана между фазами, слагающими породу, значительно меняется: доля силикатного железа остается примерно постоянной, составляя 70—80% от общего количества этого элемента. Однако рудное железо распределяется по-разному. Вверху оно почти целиком входит в состав титаномагнетита, внизу — распределяется примерно поровну между ильменитом и титаномагнетитом. В отличие от железа доля силикатного титана в верхних частях потока много выше, чем в нижних: вверху преобладает силикатная форма титана, чем и объясняется бурая окраска авгита, внизу — рудная ильменитовая. Количество ильменитовой двуокиси титана уменьшается от 2% в нижней части потока до 0,2% в верхней. Содержание силикатной двуокиси титана, напротив, увеличивается от 0,6—1,0% внизу до 2,2% вверху (см. табл. 4).

Таким образом, при одинаковом химическом составе пород состав и количественные соотношения фемических минералов оказываются переменными: варьирует содержание титана в силикатах, меняются количественные соотношения титаномагнетита и ильменита при примерном постоянстве их суммы (5—6%). Внизу потока титан вытягивается из силикатов в ильменит, вверху, наоборот, концентрируется в силикатах.

СТРУКТУРНЫЕ ФАЦИИ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

С точки зрения классификации структурные фации определяют подразделения и номенклатуру пород одинакового или близкого химического и минерального состава. Эти подразделения могут иметь различные классификационные значения. Они лежат в основе тройного деления магматитов на интрузивные, эффузивные и жильные, точнее, на яснокристаллические, слабобаскристаллизованные и промежуточные породы аналогичного химического, а часто и минерального составов и в этом случае являются признаком первого порядка с точки зрения геолого-генетической классификации. Внутри отдельных групп пород структура определяет выделение разновидностей, имеющих нередко большое генетическое и геологическое значение, например афировых и порфировых эффузивов, особенно базальтов, микропегматитовых гранитоидов, — характерной особенностью гипабиссальных фаций. Структура позволяет выявлять зональность, обусловленную режимом охлаждения магматитов.

Структуры магматитов в широком смысле слова, включая и текстуры, определяются составом магмы, условиями ее кристаллизации и последующими преобразованиями твердой породы. Структура — важнейший, иногда единственный "документ", запечатлевший историю формирования пород. В структурных фациях отражается ход процессов во времени: режим охлаждения, изменение вязкости расплава, диффузия в расплаве и твердых фазах, т.е. кинетические факторы.

Структуры магматитов, так же как и сами породы, формируются в два главных этапа — магматический и постмагматический, каждый из которых может иметь свою достаточно сложную историю и распасться на ряд стадий. Структуры, возникающие на первом этапе, можно назвать магматическими или первичными, на втором — вторичными или постмагматическими. Соответственно можно выделять первичные и вторичные структурные фации.

В магматических горных породах сочетаются элементы тех и других структур. Иногда первые доминируют или целиком слагают породы, иногда, наоборот, преобладают вторичные структуры, а первичные сохраняются лишь в виде реликтов или совсем отсутствуют, будучи полностью преобразованными. Так как вторичные структуры всегда образуются в твердых породах, то в генетическом смысле они являются метаморфическими. Первая задача при описании и изучении структур магматитов — выделение среди них первичных и вторичных. Первые определяются условиями образования, вторые — преобразования пород; изучение структур помогает поэтому восстановить те и другие.

Среди первичных кристаллически-зернистых структур магматитов можно выделить два главных типа — эвмагматические структуры кристаллизации на месте и кумулятивные. Большей частью кумуляты обогащены наиболее тяжелыми фемическими минералами — оливином, пироксенами, иногда титаномагнетитом, хромитом или целиком состоят из них. Редко наблюдается всплывание более легких, чем расплав, плагиоклазов с образованием в верхних частях геологических тел магматитов обогащенных ими участков вплоть до анортозитов.

Структуры и особенно текстуры кумулятов отражают условия их образования, напоминающие отложения механических осадков в водных бассейнах; особенно типичны для них поэтому слоистые — полосчатые, псевдостратифицированные текстуры, нередко ритмичные, обычно асимметричные в вертикальном сечении в связи с осаждением наиболее тяжелых частиц внизу каждого ритма. В промежутках между кристаллами, осевшими под влиянием силы тяжести, может оставаться часть расплава, который кристаллизуется по обычным законам. Местами встречаются текстуры, напоминающие косую слоистость осадков.

Первичные структурные фации можно разделить на две главные группы, соответствующие делению магматитов на яснокристаллические или гранолиты (интрузивные, глубинные, плутонические) и закаленные микролиты и порфиролиты (эффузивные, излившиеся).

ПОЛНОКРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

Если минеральный состав и минеральные ассоциации магматитов определяются равновесностью их в момент образования с силикатным расплавом — магмой, из которой они выделяются и подчиняются законам гетерогенного равновесия, то структура тех же пород, с одной стороны, обуславливается порядком выделения минералов, т.е. теми же факторами, с другой — кинетикой, т.е. скоростью гетерогенных реакций процессов кристаллизации, которая определяется скоростью охлаждения или эквивалентных ему процессов, скоростью перемещения вещества и тепла в магме и кристаллах путем диффузии и конвекции. Кинетика определяет размер, форму и внутреннее строение кристаллов, появление переохлажденного расплава — вулканического стекла. Поэтому можно сказать, что структура магматитов определяется составом магмы, включая как важный элемент летучие компоненты, и режимом ее охлаждения.

АБСОЛЮТНЫЙ РАЗМЕР ЗЕРЕН

Абсолютный размер зерен в магматитах — функция, с одной стороны, скорости охлаждения, с другой — различий в скорости роста кристаллов минералов. Первый фактор обуславливает общую крупность зерна пород как функцию скорости охлаждения. Интрузивные породы имеют крупность зерна чаще всего в пределах 2–5 мм, что является основанием для термина "среднезернистые". Поэтому породы с размерами зерен в интервале 5–10 мм называются крупнозернистыми, больше 1 см — гигантозернистыми; последние часто, особенно если размер зерен достигает 5–10 см, — продукт собирательной пегматоидной перекристаллизации или первичной кристаллизации из богатых летучими флюидов или расплавов. Магматиты с крупностью зерна 1–2 мм (или 0,5–2 мм) — всегда результат более быстрого охлаждения; они входят часто в состав закаленных фаций, слагающих дайки. Поэтому название "мелкозернистые" не совсем произвольно. Наконец, породы с крупностью зерна 0,1–0,5 мм, которые нередко называют тонкозернистыми, всегда результат закалки, если только структура имеет первично-магматическое, а не метаморфическое происхождение. Таким образом, деление по абсолютной крупности зерна, несмотря на значительную услов-

ность, не произвольно и имеет определенный генетический и классификационный смысл.

Второй фактор обуславливает повышенную крупность зерна некоторых минералов. Это наиболее характерно для калиевого полевого шпата, образующего очень часто в гранитах и гранитоидах крупные до 10 см порфировидные выделения, которые, как показывает анализ их морфологии и внутреннего строения, росли одновременно с кристаллизацией окружающих их пород. Это доказывается изохимизмом фаций гранитов с различным количеством порфировидных выделений вплоть до их отсутствия.

ОБЛИК ЗЕРЕН

Скорости охлаждения и кристаллизации существенно влияют на облик кристаллов. Здесь действует простой закон — стремление к минимуму диффузии вещества и тепла и формам, наиболее благоприятным в этом отношении. Диффузия при прочих равных условиях пропорциональна площади сечения потока, поэтому чем быстрее охлаждение, тем больше отношение поверхности растущих кристаллов к их объему, тем более вытянутые формы (пластинчатые, игольчатые) они образуют; этим же объясняется образование дендритовидных кристаллов, встречающихся лишь в основной массе эффузивов внутри вулканического стекла. Форма кристаллов — первый показатель скорости охлаждения. Так, отношение толщины табличек плагиоклаза к их длине в зависимости от скорости охлаждения и кристаллизации может меняться от 1 : 2—1 : 5 до 1 : 30—1 : 50.

ПОРЯДОК ВЫДЕЛЕНИЯ И ИДИОМОРФИЗМ

Формирование полнокристаллических структур начинается с выделения минерала, избыточного против котектики в условиях кристаллизации магмы. В гиперкотектоидах такими минералами являются мафические силикаты, чаще всего оливин, реже оливин и клинопироксен или клинопироксен. В наиболее распространенных магматитах, близких к котектике фемические минералы — плагиоклазы, таким минералом обычно оказывается плагиоклаз. Это объясняется уменьшением содержания плагиоклаза в котектике при падении давления как сухого, так и водного.

Минерал, выделяющийся первым, естественно, приобретает более крупные размеры зерен, чем остальные, и образует порфиновые выделения. Такие структуры Ф.Ю. Левинсон-Лессингом были названы эвтектофировыми.

Как только состав магмы в результате выделения избыточных минералов становится котектическим, а большей частью он является таким с начала кристаллизации, так начинается одновременная кристаллизация минералов, входящих в котектику, сначала в двойную, затем тройную и иногда в четверную. Примером последней могут служить двуловошпатовые граниты (кварц + фемические минералы + плагиоклаз + калий-натриевый полевой шпат). При одновременной кристаллизации двух и более минералов форма зерен определяется исключительно индивидуальными свойствами каждого минерала — его кристаллизационной способностью. Наблюдения над продуктами природной закалки — порфиновыми вулканитами, экспе-

рименты над металлами показывают, что форма проявления индивидуальных особенностей отдельных твердых фаз минералов зависит от скорости кристаллизации (от скорости охлаждения).

При медленном охлаждении и кристаллизации образуются гипидиоморфнозернистые структуры одновременной кристаллизации, в которых один минерал идиоморфен, а другой — ксеноморфен. Самые типичные представители таких структур — гранитная и диабазовая или офитовая. Первая характеризуется идиоморфизмом полевых шпатов, и плагиоклаза в особенности, по отношению к кварцу. В гипабиссальных массивах эта структура по мере приближения к контакту с вмещающими породами может постепенно сменяться все более и более тонкой микропегматитовой (к периферии или к кровле массивов). Особенно резко выражена гранитная структура в плагиогранитах. Здесь можно выделить несколько морфологических разновидностей, по-видимому, не случайных. В одних случаях кварц и плагиоклаз образуют зерна примерно одного размера; в других зерна плагиоклаза образуют идиоморфные вроски в более крупных зернах кварца (пойкилогранитная структура); наконец, в третьих — кварц образует скопления более мелких зерен между идиоморфными зернами плагиоклаза (гранулогранитная структура).

Офитовая структура характеризуется идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к фемическим минералам — пироксенам, амфиболу. Она так же, как и гранитная, может подразделяться на три вида (собственно офитовая, пойкилоофитовая, гранулоофитовая). По мере уменьшения скорости кристаллизации в гранитных и офитовых структурах идиоморфные зерна становятся в соответствии с общим законом все более и более изометричными, при увеличении скорости кристаллизации — все более и более вытянутыми.

Плагиоклаз, таким образом, является наиболее универсальным идиоморфным минералом всех полнокристаллических структур магматитов, образующихся в условиях достаточно медленного охлаждения. Он идиоморфен по отношению к фемическим минералам, кварцу и калий-натриево-полевоому шпату. Элементы офитовой структуры можно наблюдать во всех породах, содержащих плагиоклаз и фемические минералы в качестве главных.

Из важных видов гипидиоморфнозернистых структур одновременной кристаллизации надо упомянуть еще структуры нефелин-полевошпатовых пород, аналогичные кварц-полевошпатовым. Нефелин здесь играет роль кварца и обычно ксеноморфен по отношению к полевоому шпату, выполняя промежуток между его зернами. Эта структура помогает распознавать нефелин даже при полном его замещении вторичными минералами.

Взаимоотношения кварца и калий-натриевых полевых шпатов сложнее, чем с плагиоклазами. Идиоморфизм полевых шпатов здесь выражен слабее, поэтому наблюдаются некоторые вариации степени и порядка идиоморфизма, физико-химический смысл которых пока неясен. Наряду с идиоморфизмом полевых шпатов в некоторых случаях наблюдается идиоморфизм кварца (гранулитовая структура), образующего бипирамидальные изометричные зерна, иногда в виде пойкилитовых вросток в более крупных зернах полевого шпата (пойкилогранулитовая структура). Поскольку нефелин является структурным аналогом кварца, он образует идиоморфные по отнош-

нию к калий-натриевым полевым шпатам зерна в форме гексагональных призм, иногда в виде пойкилитовых вростков в более крупных зернах полевого шпата.

Таким образом, важнейшие гипидиоморфнозернистые структуры, которые были выделены и названы еще классиками петрографии, в основном результат одновременной кристаллизации. Порядок идиоморфизма в данном случае не связан с порядком выделения минералов из расплава.

При наибольшей скорости кристаллизации образуются закономерные сростки двух минералов в строго определенной, отвечающей котектике пропорции — так называемые графические и микрографические или микропегматитовые (“гранофиновые”) структуры. Они характеризуются, как и пегматитовые — письменные структуры, наблюдаемые макроскопически, одновременным погасанием срастающихся зерен различных минералов, что свидетельствует о принадлежности группы зерен одному индивиду. Наиболее распространены микропегматитовые котектические сростания кварца и калий-натриевого полевого шпата, кварца и плагиоклаза (от олигоклаза до андезина). Встречаются аналогичные сростания нефелина и калий-натриевого полевого шпата. Микропегматит обычен в интерстициях долеритов габбро-диабазов, где он является полнокристаллическим эквивалентом кислого вулканического стекла толеитовых базальтов.

В гипабиссальных гранитоидах первично-магматические разности микропегматита характеризуются исключительно выдержанным составом: около 40% кварца в сочетании с первично однородным калий-натриевым полевым шпатом, содержащим 60% альбита, 35% ортоклаза и 5% анортита. Состав микропегматита и формы его нахождения в породах не оставляют сомнений в его кристаллизации из котектического расплава первично-магматического происхождения. Состав микропегматита хорошо согласуется с экспериментальными данными и отвечает кварцево-полевошпатовой котектике при давлении водяного пара не выше 500 бар. Наряду с этим в гранитоидах иногда встречается явно метасоматический микропегматит, развивающийся по плагиоклазу, кварцу, калиевому полевому шпату. Количество кварца в нем, как показали систематические определения Г.Б.Ферштатера, значительно ниже, чем в магматическом микропегматите, и составляет 30–35%. По-видимому, постоянство состава свойственно всем графическим и микрографическим сростаниям независимо от их происхождения. Это интереснейшая пока не разрешенная физико-химическая проблема. Постоянство составов отличает метасоматические графические структуры от других структур замещения [68].

Магматический микропегматит в гипабиссальных гранитоидах появляется только при достаточно быстром охлаждении расплава. Об этом свидетельствует приуроченность микропегматита к краевым зонам и постепенный переход микрографической структуры в гранитную в центральных частях гипабиссальных массивов. В глубинных фациях микропегматит отсутствует даже в закаленных краевых зонах жильных пород. Иногда наблюдается сферолитовая или радиолитовая форма эвтектической кристаллизации кварца и полевых шпатов, основного плагиоклаза и клинопироксена. Последняя получила название вариолитовой, а сферолиты — вариолей (“оспин” в переводе с латинского). Как будет показано ниже, эти структуры образуются обычно в результате кристаллизации вулканического

стекла. Эндоконтактовые микропегматитовые фации гранитов — убедительное доказательство их интрузивной природы и гипабиссальности.

По последним данным, графическая зона гранитных пегматитов может рассматриваться как их краевая закаленная фация. По данным американских исследований [131], основанных на массовых подсчетах, количественное соотношение кварца и полевого шпата в графической и гигантокристаллической (блоковой) зонах одинаково. Количество кварца в обеих зонах составляет 26%. Оно значительно ниже содержания кварца в глубинных гранитах, несомненно, в основном изофациальных с пегматитами. Авторы объясняют это высоким давлением воды в пегматитовом расплаве. По наблюдениям Г.Б.Ферштатера [66], количество кварца в графических структурах краевых фаций пегматитов, ассоциированных с гранитами различной глубинности, коррелируется с их водностью, что подтверждает их котектическую природу и достигает в гипабиссальных фациях 36%.

ЗАКАЛЕННЫЕ ФАЦИИ

Закалка обычно выражается в понижении крупности зерна вплоть до исчезновения кристаллически-зернистой структуры и появления вулканического стекла в краевых частях магматических тел, непосредственно соприкасающихся с внешней более холодной, чем магма, средой. Различная степень закалки лежит в основе петрографического деления магматитов на интрузивные, эффузивные и асхистовые жильные породы.

Закалка проявляется в масштабе целых массивов, внутри даек, потоков, покровов, в краевых частях подушек подушечных лав. Мощность закаленной зоны меняется от миллиметров до десятков и сотен метров. Благодаря явлениям закалки в одном и том же геологическом теле можно встретить самые разнообразные структурные фации от наиболее тонкозернистых или даже стекловатых эффузивного облика до полнокристаллических, имеющих вид интрузивных пород. Так, центральные части мощных потоков, а тем более силлов базальтов, могут иметь облик габбро. Закалка может наблюдаться на самых различных глубинах, ибо температура земной коры на всех уровнях, как правило, много ниже температур любой магмы. В то же время закалка может отсутствовать в достаточно крупных массивах, прогревавших вмещающие толщи на большие расстояния, даже в гипабиссальных условиях. В дайках закалка может встречаться на любых глубинах.

Гранит-порфиры, так же как и интрузивные породы, могут принадлежать к различным фациям глубинности. Стекло, по-видимому, может встречаться в закаленных фациях на глубинах до 2–3 км.

Закаленные фации состоят из продуктов двух этапов — кристаллизации в условиях медленного охлаждения и повышенного или высокого давления, в том числе повышенного давления воды — интрателлурических фенокристов, и продукта быстрого затвердевания — основной массы, стекловатой, полукристаллической или полнокристаллической — микро- или тонкозернистой. В частных случаях фенокристы могут отсутствовать, и закаленные фации тогда будут представлены тонкозернистыми или стекловатыми афировыми разностями. Вариации относительного объема фенокристов, их размера, минерального состава, структуры основной массы обусловле-

ны, с одной стороны, химическим составом магмы, с другой — условиями кристаллизации на первом и втором этапах. Поэтому закаленные фации несут важнейшую генетическую информацию.

Порфиновые структуры свойственны большинству эффузивных и асхистовых жильных пород, чем уже определяется, но далеко не исчерпывается их важное классификационное значение.

В истинно порфиновых породах магма поступает на место окончательной консолидации с уже образовавшимися интрателлурическими вкрапленниками и быстро затвердевает, приобретает ту или иную структуру в зависимости от условий охлаждения. Вкрапленники в этом случае сохраняются и в контактах магматитов с окружающей охлаждающей средой, несколько увеличиваясь по мере удаления от контактов в связи с продолжающимся ростом на месте консолидации. Это самое убедительное доказательство интрателлурического происхождения. Наряду с этим похожие внешне вкрапленники образуются на месте консолидации в результате более быстрого роста отдельных зерен или на месте захваченных из вмещающих толщ ксенокристаллов. В этом случае порфиновые выделения в закаленных контактах отсутствуют, появляясь и увеличиваясь в размерах по мере удаления от них.

Порфиновые вкрапленники магматических пород формируются внутри земной коры или верхней мантии на уровне, промежуточном между уровнями генерации магмы и окончательного становления магматических горных пород. Наружные зоны их могут при достаточно медленном охлаждении расти во время становления пород, но это имеет какое-то значение только при полнокристаллических структурах основной массы. Толщина наружных зон в этом случае примерно равна толщине микролитов или лейст основной массы, т.е. весьма невелика. При стекловатой структуре основной массы вкрапленники на уровне становления пород не растут. Главный же объем вкрапленников формируется на больших глубинах, в условиях, повышенных против уровня становления пород давлений общего и водяного пара.

Таким образом, выделяется ряд дискретных уровней глубинности и давлений генерации магмы, кристаллизации фенокристов, затвердевания основной массы. В эффузивных породах последняя и формируется на поверхности или вблизи нее, в жильных — на различной глубине. Поэтому основная масса эффузивных пород состоит из минералов, устойчивых в сухих условиях. В то же время в фенокристах мы можем встретить амфиболы и биотиты, для кристаллизации которых достаточно небольших давлений воды (порядка нескольких сот бар). Эти же минералы можно встретить в основной массе жильных пород, образовавшейся при повышенном давлении воды. Фенокристы водных минералов в приповерхностных условиях становятся неустойчивыми и разлагаются, преобразуясь в тонкую непрозрачную под микроскопом смесь магнетита и безводных силикатов целиком или, чаще, с периферии (опацитизация, опацитовая кайма).

Фенокристы представляют собой зародыши яснокристаллических пород (гранолитов). Нередко они образуют скопления — мономинеральные или полиминеральные, представляющие следующую стадию процесса. При небольшом числе зерен структура называется гломеропорфиновой, при большом — гомогенные включения или автолиты. Они имеют округлую или уг-

ловатую форму, в последнем случае напоминая ксенолиты. Главный критерий — тождественность состава фенокристов и скоплений. Они встречаются в эффузивах любого состава и имеют облик полнокристаллических пород. Порфиновые фации подразделяются по количеству, составу, размерам, форме фенокристов, их ориентировке, взаимному расположению, структуре основной массы. Все эти признаки могут иметь генетическое, классификационное и терминологическое значение.

Общий объем вкрапленников по отношению ко всей породе — показатель степени кристаллизации магмы на глубине при медленном охлаждении. При минимальном, близком к нулю объеме вкрапленников состав их характеризует первые выделения из магмы. Если в них присутствует несколько минералов — это самое убедительное доказательство их котектичности.

Первичные количественные соотношения фенокристов различных минералов и их суммарный объем, возникшие при выделении из магмы, в дальнейшем могут нарушаться в результате их взаимного перемещения. Таким путем, например, возникают комплементарные пироксенофиновые и плагиофиновые базальты, встречающиеся в тесной ассоциации друг с другом и с пироксен-плагиофировыми разностями, наиболее близкими к исходной магме и в целом преобладающие (см. рис. 1). Этим объясняется рассеивание фигуративных точек составов многих эффузивов, возникающих из первично однородной магмы. Взаимное перемещение фенокристов пироксена и плагиоклаза в магме может, таким образом, дать такой же эффект, как и выделение этих минералов в качестве избыточных против котектики пироксен-плагиоклаз. В последнем случае, однако, ассоциация комплементарных плагио- и пироксенофиновых, а также исходных пироксен-плагиофиновых разностей отсутствует: мы наблюдаем либо те, либо другие монофиновые базальты.

При быстром подъеме достаточно нагретой маловодной или почти сухой магмы кристаллизация вообще может не произойти вплоть до уровня становления породы. В этом случае образуются афировые кристаллические зернистые или стекловатые породы.

Если кристаллизация достигла какой-то стадии, то образуются порфиновые породы, относительный объем фенокристов в которых ("порфировость") количественно характеризует эту стадию. При большом объеме фенокристов, превышающем 50%, породы приближаются по облику к яснокристаллическим и представляют по существу "незавершенные" интрузивные породы. Такой облик характерен для многих игнимбритов, формирование которых было прервано в результате взрыва под влиянием возросшего в ходе кристаллизации давления воды. "Порфировость" представляет собой признак первичной структурной фации, характеризующий определенный режим охлаждения и кристаллизации магмы. Поэтому объем вкрапленников — важнейшая количественная характеристика порфировых структур. К сожалению, общепринятых терминов для обозначения хотя бы примерно го объема вкрапленников нет. Приходится говорить: бедный, богатый вкрапленниками и т.д. Предложенные Ф.Ю.Левинсон-Лессингом термины "плезифиновый", "спорадофиновый" не привились, хотя они очень удобны и ими вполне можно пользоваться, добавив термин "анхиафиновый" для порфировых пород, почти лишенных фенокристов.

Особое значение — генетическое и формационное — имеет выделение

среди эффузивов афировых и порфириновых разностей. Это касается в основном базальтов, взаимоотношения порфириновых и афировых разностей которых давно привлекли внимание петрологов. Принципиальное значение выделению порфириновых и афировых разностей среди базальтов придает Х.Куно, использующий только афировые разности базальтов при их классификации [41].

Наряду с базальтами афировые разности широко распространены среди андезитов-базальтов. Хороший пример — юрские платформенные "базальты" Антарктиды, которые обычно рассматриваются как относящиеся к трапповым формациям Гондваны наряду с Южной Африкой, Бразилией, Австралией. По содержанию кремнезема (~ 54%) и других компонентов это типичные андезито-базальты, по внешнему облику не отличающиеся от базальтов.

Среди андезитов, дацитов, липаритов, трахитов, фонолитов афировые разности встречаются, но реже. Они представлены вулканическими стеклами (обсидианами) и продуктами их кристаллизации — фельзитами. Афировые андезиты по внешнему облику напоминают базальты или диабазы, за которые нередко и принимаются в поле. Афировые эффузивы андезитового, дацитового и трахитового состава нередко представляют собой местные фаши афировых базальтов в интрузивном залегании.

Таким образом, широкое распространение афировых эффузивов — особенность базальтов и частично андезито-базальтов. Напротив, порфириновые разности охватывают весь диапазон составов эффузивов от ультраосновных до кислых и щелочных.

При формационном анализе нельзя ограничиваться разделением эффузивов только по составу, не менее важно выделение афировых и порфириновых разностей. Первые образуют самостоятельные формации на платформенных стадиях в виде плато-базальтов или трапповых формаций, а на начальных стадиях развития эвгеосинклиналей в виде мощных толщ диабазов. И те и другие могут сопровождаться липаритами и липарито-дацитами. Таким образом, афировые базальты, равно как и связанные с ними контрастные ассоциации, одинаково характерны как для самых начальных, так и конечных стадий развития подвижных поясов.

Порфириновые разности базальтов обычно входят в состав непрерывных серий, варьирующих от ультрабазитов (оливиновых пикритовых порфиритов) до базальтовых, андезито-базальтовых, андезитовых, дацитовых, липаритовых, трахитовых и фонолитовых разностей. Все эффузивы указанных серий — порфириновые. Порфириновые разности щелочных базальтов входят также в состав непрерывных серий, похожих на перечисленные, но отличающихся повышенной щелочностью и обычно значительно повышенным содержанием титана. Известково-щелочные порфиритовые серии характерны для условий, промежуточных между начальными стадиями эвгеосинклиналей и собственно платформенными. Главный объем этих формаций приурочен к стадиям и условиям типа орогенных или субплатформенных. Они характерны для островных дуг.

На Урале типичными представителями известково-щелочных порфиритовых формаций являются эффузивы возрастного диапазона $S_2 - D_3^1$, именовской, ирендыкской, колтубанской свит на восточном склоне, где они приурочены к поздним стадиям тектоно-магматических циклов эвгеосин-

клинального базальтоидного магматизма. Среди этих формаций в различных зонах преобладают то базальтовые, то андезито-базальтовые порфири-ты с местными более кислыми фациями. Называть эти формации просто андезито-базальтовыми, как часто делается, неточно, так как это не характеризует главной особенности — исключительного развития порфировых разностей. Все эти формации следуют за натриевыми дифференцированными формациями, относящимися также к порфиритовым сериям, но в целом более кислым, варьирующим по составу от базальтов до дацитов, реже липаритов. Преобладают то андезиты, то дациты, реже — андезито-базальты.

Сходна с уральской по составу островодужная порфиритовая формация Камчатки и Курильских островов. В ней преобладают андезито-базальтовые порфировые базальты, связанные постепенными переходами с базальтами, с одной стороны, с андезитами и более кислыми разностями — с другой. Объем более кислых разностей быстро убывает по мере отклонения от андезито-базальтового.

Несомненно, что есть все основания выделять обширную группу известково-щелочных порфировых эффузивов в рассмотренном широком диапазоне составов. Характерно, что содержание двуокиси титана в этой группе обнаруживает удивительное постоянство независимо от больших колебаний содержания окиси магния и щелочей. Оно колеблется от 0,5 до 0,8—1,0% в ультрабазитах (пикритовых порфиритах), базальтах, андезитах, трахитах, фonoлитах, снижаясь только в наиболее кислых членах серии — липаритах и дацитах. Содержание суммарного железа в пересчете на закись чаще всего также остается постоянным на довольно широком интервале составов — от 3—4 до 20—30% окиси магния. Обычно оно варьирует в пределах 9—11, снижаясь изредка до 8 и поднимаясь до 14%. Только в трахитах и липаритах содержание суммарного железа снижается до 3—5%.

Напротив, в афировых известково-щелочных базальтах, как мы уже отмечали ранее [77], отчетливо прослеживается обратная зависимость между содержаниями титана и магния в конкретных формациях и магматических комплексах при вариациях содержания двуокиси титана от 0,5 до 3%.

Таким образом, закономерности глубинной дифференциации, приводящие к появлению серии магм разного состава, дающих начало разнообразным эффузивам, принципиально различны для формаций, включающих порфировые и афировые базальты. Не случайно первым свойственны непрерывные, вторым — контрастные ассоциации.

СТРУКТУРЫ ОСНОВНОЙ МАССЫ

Минеральный состав основной массы порфиролитов определяется равновесными и кинетическими факторами. Среди первых важнейшее значение имеет давление летучих — воды и углекислоты. Оно определяет появление водных или безводных фемических силикатов, магматических карбонатов (кальцита). В эффузивных породах фемические силикаты основной массы всегда безводные — пироксены, оливин, монтичеллит, мелилит, в жильных наряду с ними могут присутствовать или полностью их заменять водные — амфиболы, биотиты.

Кинетический фактор обуславливает появление в основной массе неравновесных фаз: клинопироксенов и вулканического стекла. В первых в от-

лично от фенокристов, хотя они и кристаллизовались при более высоких температурах, отсутствует разрыв твердых растворов между бедными и богатыми кальцием разностями, содержится повышенное количество глинозема (см. выше). Образование вулканического стекла — переохлажденного расплава — определяется его вязкостью, которая является прямой функцией содержания кремнезема (вязкость липаритовых расплавов в миллионы раз выше базальтовых), и скоростью охлаждения. Каждые 4% кремнезема повышают вязкость примерно в 10 раз, в андезитах, например, она в несколько сот раз выше, чем в базальтах. Если в ходе кристаллизации жидкий остаток обогащается кремнеземом, то при заданной скорости охлаждения его вязкость может повыситься настолько, что она затвердеет в виде вулканического стекла. Этим объясняется образование толеитовых и интерсертальных структур базальтов, в которых сочетаются кристаллы ранней стадии кристаллизации с вулканическим стеклом в интерстициях. Такие структуры возможны только в базальтах, ибо в более кислых лавах, благодаря их большей вязкости при той же скорости охлаждения, стекло будет преобладать вплоть до исчезновения кристаллических фаз. Вариации скорости охлаждения определяют появление серии структур основной массы базальтов от полностекловатой, встречающейся в краевых частях потоков, подушек, даек, силлов через гиалопилитовую с преобладанием стекла, до интерсертальной, толеитовой и полнокристаллической офитовой в ее различных вариантах в центральных частях геологических тел. При увеличении крупности зерна базальты в достаточно мощных телах со временем постепенно могут приобретать облик офитовых габбро. В более вязких лавах ряда базальт—трахит как промежуточная с точки зрения скорости охлаждения и степени кристалличности может появиться микролитовая, не содержащая стекла пилотакситовая структура.

По мере уменьшения количества фемических силикатов и замены плагиоклаза щелочным полевым шпатом пилотакситовая структура постепенно переходит в ее морфологический аналог — трахитовую структуру. По существу обе структуры морфологически одинаковы — это полнокристаллические микролитовые структуры, свойственные не пересыщенным кремнеземом порфиrolитам, образовавшимся в условиях быстрого охлаждения.

В пересыщенных кремнеземом порфиrolитах, в том числе эффузивах ряда андезит—дацит—липарит, эти структуры невозможны, так как здесь обязательно кислое вулканическое стекло.

Таким образом, в породах одинакового базальтового состава в зависимости от скорости охлаждения, связанной с положением в разрезе геологических тел, их мощностью или с условиями охлаждения в наземных или подводных условиях, могут возникнуть разнообразные структуры основной массы, представляющие собой структурные фации единых пород.

В пересыщенных кремнеземом порфиrolитах в зависимости от скорости охлаждения образуются либо первично полностью или полустекловатые структуры, содержащие как постоянный элемент кислое вулканическое стекло (гологиалиновая, гиалопилитовая—андезитовая), или полнокристаллические (микрогранитная и ее разновидность микропойкилитовая и микропегматитовая—"гранофирная"). В эффузивах преобладают первично стекловатые или полустекловатые структуры. Как разновидность гиалопи-

литовой структуры, переходную к пилотакситовой с пониженным количеством стекла, К.Н.Лаффенгольд [46] выделил гиалопилотакситовую структуру.

Зависимость структур основной массы порфирилитов от их химического состава показана на рис. 11 [47, 61].

Вулканическое стекло любого состава как сильно переохлажденная фаза благодаря своей термодинамической неустойчивости легко подвергается вторичным изменениям как физического, так и химического характера, начинающимся в ходе охлаждения немедленно вслед за затвердеванием расплава, т.е. при достаточно высоких температурах. Первые выражаются прежде всего в кристаллизации стекла в тех или иных формах. Очень характерны сферолиты, валовой состав которых сохраняет состав стекла, благодаря чему диффузия вещества минимальна и происходит только внутри сферолита между слагающими его радиально расположенными волокнами минералов. Сферолиты представляют собой одну из форм эвтектической, т.е. одновременной, кристаллизации, образующуюся в условиях затрудненной диффузии вещества. Сферолиты нередко располагаются вдоль трещин, чем и доказывается их эпигенетическое по отношению к стеклу образование.

Г.Лофгреном [126] экспериментально изучены структуры девитрификации риолитового стекла в ходе охлаждения с различной скоростью до 700–240°С при давлении 0,5–4 кбар. Продукты девитрификации оказались содержащими сферолиты, микропйкилитовый кварц, шаровые обособления стекла, аксиолиты и миаролитовые пустоты. Наблюдались две стадии девитрификации: стекловатая (стекло или фельзитовая структура с изолированными сферолитами) и более поздняя – сферолитовая (сферолиты и микропйкилитовый кварц, сферолиты могут быть погружены в фельзитовую структуру). Лофгрэн выделяет третью стадию – гипотетическую, не наблюдавшуюся в эксперименте, но весьма вероятную, – гранофировую или гранитную без стекловатых предшественников.

Наиболее распространены кварц-полевошпатовые сферолиты, отвечающие кварц-полевошпатовой эвтектике, характерные для кислых пород; на месте базальтовых стекол образуются пироксен-плагиоклазовые сферолиты-варнолы ("оспины"), в трахитах встречаются чисто полевошпатовые сферолиты.

Другим видом вторичных полнокристаллических структур, образующихся в результате кристаллизации кислых стекол, является микрозернистый аллотриоморфнозернистый кварц-полевошпатовый агрегат (фельзитовая структура). Сочетание его с микролитами дает структуру, названную В.А.Заварицким фельзито-пилитовой [19].

В ходе охлаждения вулканических стекол любого состава под влиянием гидратации и связанного с ним увеличения объема нередко возникает характерная концентрическая сферическая отдельность с диаметром шаров в пределах 5–10 мм, получившая название "перлитовой структуры". Она хорошо сохраняется при последующих преобразованиях стекол, замещении их вторичными минералами, нередко даже подчеркивается ими и является в таких случаях убедительным доказательством первично стекловатой структуры пород, а следовательно, и их эффузивного происхождения.

Мы не рассматриваем разнообразных видов замещения стекол теми или иными вторичными минералами в ходе охлаждения под влиянием горячих

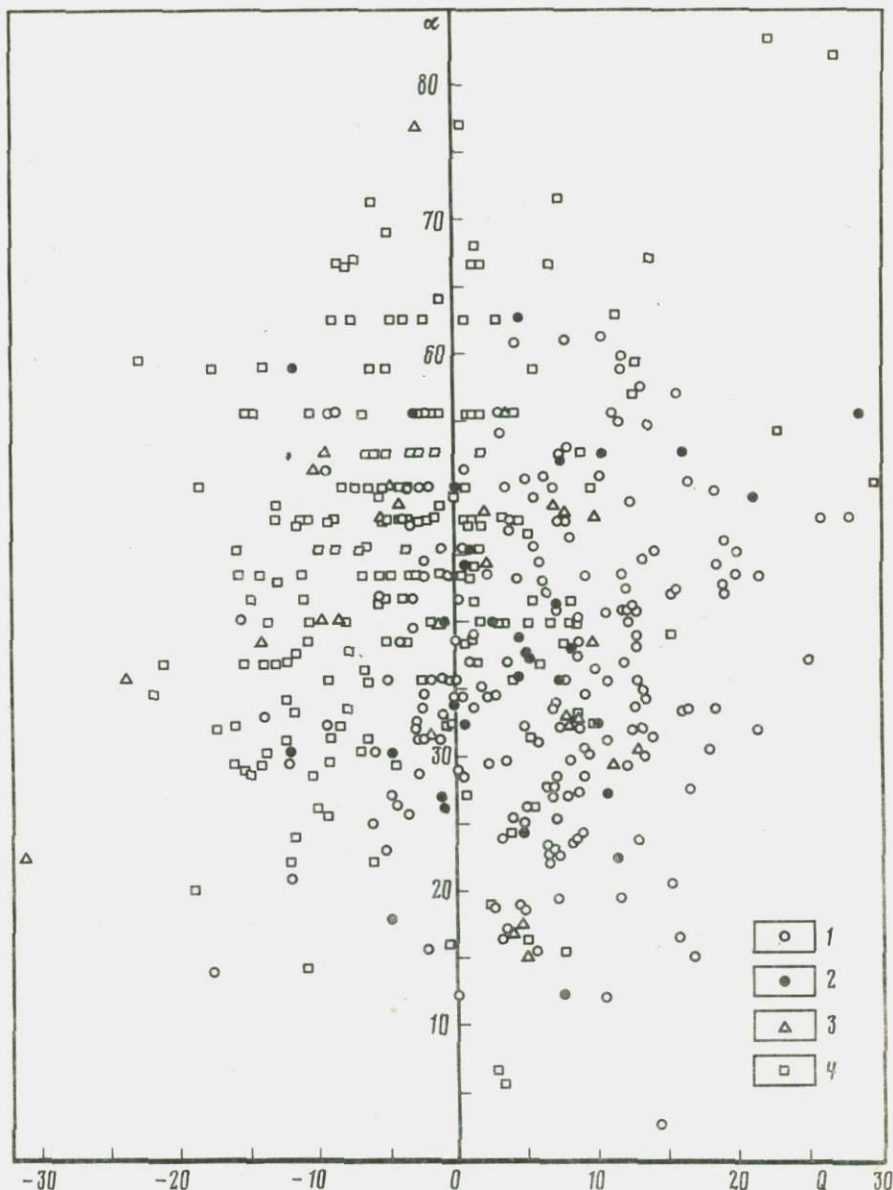


Рис. 11. Зависимость структуры основной массы эффузивных пород от их химического состава [47]

Структуры: 1 – гиалопилитовая (андезитовая), гиалопилотакситовая; 2 – полностекловатые (витрофировые); 3 – полнокристаллические микролитовые (пилотакситовая, трахитовая); 4 – офитовые полнокристаллические (диабазовая, долеритовая, пойкилоофитовая), полустекловатые (толеитовая, интерсертальная)

вод и последующих преобразований — гальмиролиза (подводного химического выветривания), гидротермального метаморфизма — альбитизации, хлоритизации, цеолитизации, палагонитизации, хлорофеитизации и т.д. О первично стекловатой природе этих образований приходится судить по реликтам характерных текстур и структур (флюидальной, перлитовой), стекловатых микролитовых (гиалопилитовой), полукристаллических (толеитовой, интерсертальной), по типичным структурам, возникающим в ходе кристаллизации стекол (фельзитовой, сферолитовой).

Особо надо остановиться на структурах основной массы гиперкотектоидов, содержащих в фенокристах только фемические минералы. Выделяются два типа пород: с базальтовой и ультраосновной основной массой. В первом типе мы встречаем обычные для базальтов структуры, о которых шла речь выше. Во втором главными структурными элементами основной массы являются темноокрашенное вулканическое стекло, замещаемое серпентином, микролиты и дендриты авгита и оливина. Микролиты оливина образуют иглы длиной до нескольких миллиметров и даже сантиметров. В последнем случае они видны макроскопически (структура "спинифекс"). Оливинофировые порфиролиты с такой структурой (пикритовые порфириды) описаны в СССР в Ветреном поясе Северо-Восточной Карелии В.С.Куликовым [27] и за рубежом в так называемых коматиитах (пикритовых порфиритах) Австралии и Южной Африки.

Из сделанного краткого обзора видно, что структуры основной массы порфиролитов можно использовать для целей классификации и диагностики, лишь зная зависимость их от состава и условий образования пород, на что особенное внимание обращал В.Н.Лодочников в своих "примечаниях" к переводу книги Г.Розенбуша.

ТЕКСТУРНЫЕ ФАЦИИ

Среди текстур магматических пород, так же как и среди структур, можно выделить первичные и вторичные. Неоднородные ("такситовые") первичные текстуры магматитов образуются двумя главными путями: при проникновении и взаимодействии магмы с ранее существовавшими горными породами того или иного состава ("ксеногенные" текстуры) и в результате накопления кристаллов, выделяющихся из магмы под влиянием силы тяжести (текстуры осаждения — седиментационные — и всплывания) или их сближения — сегрегации (сегрегационные кумулятивные текстуры).

Ксеногенные текстуры сочетают чисто механическое проникновение магмы по трещинам, по ослабленным направлениям (слоистости, сланцеватости) с ее взаимодействием с ранее существовавшими породами — тепловым воздействием, обменом веществом между магмой и породой, преобразованием в результате этого химического и минерального состава породы и примыкающих участков магмы.

Разнообразие текстур обусловливается различным сочетанием механического и физико-химического факторов, различной степенью взаимодействия. В пределе образуются так называемые теневые текстуры, в которых на фоне магматической породы выделяются — без резких границ — неясные остатки переработанных вмещающих пород (скиалиты). В светлых поро-

дах (гранитоидах, сиенитоидах) эти остатки выделяются по неравномерному расположению темноокрашенных минералов — биотита, амфибола и других в форме слоев, пятен или концентрически зональных сферических участков (сферотакситовые текстуры).

При меньшей степени переработки и взаимодействия сохраняются контуры участков вмещающих пород.

В самой начальной стадии взаимодействия сохраняются четкие границы в той или иной степени метаморфизованных ранее существовавших пород и окружающих их магматитов. Чаще всего мы встречаемся с их обломками, сцементированными магматитовым цементом (интрузивные или лавовые брекчи, автобрекчи).

Ориентированные первичные текстуры — чаще всего результат течения магмы со взвешенными в ней кристаллами и обусловлены существованием градиента скорости по перпендикуляру к направлению потока, ибо только дифференциальное течение может вызвать появление пар сил, стремящихся повернуть вытянутые структурные элементы — кристаллы, их скопления, обломки пород — вдоль направления потока. Этот градиент достигает максимума в контакте магматического потока с вмещающими породами, где скорость благодаря вязкому трению снижается до нуля, и быстро убывает по мере удаления от контакта, хотя скорость и продолжает возрастать, но все медленнее и медленнее. Поэтому на некотором удалении от контакта градиент должен приблизиться к нулю. Этим объясняется приуроченность наиболее выраженных текстур течения к приконтактовым зонам и затухание их по направлению к центру массивов. Самое трудное — различать текстуры магматического и пластического течения. Единственный критерий — признаки пластических деформаций во втором случае и отсутствие их — в первом. Эти признаки обусловлены громадной разницей коэффициентов вязкости жидкой магмы и твердых пород и различием механизма течения, который в кристаллических агрегатах всегда связан с определенными формами деформаций кристаллического вещества — трансляциями, двойникованием. Поэтому в текстурах пластического течения мы встречаемся с широко распространенными линейными текстурами, с явлениями будинажа, обусловленными механической неоднородностью пород, с изгибом, местами разрушением кристаллических зерен, нередко с их грануляцией. Характерно сохранение градиента скорости течения на больших расстояниях благодаря высокой вязкости пород и сохранение в связи с этим линейных текстур течения вдали от контактов с более жесткими породами. Для текстур магматического течения характерна обычно плоскостная ориентировка, параллельная стенкам магматической камеры, быстрое затухание по мере удаления от контакта с вмещающими породами, особо четкая выраженность в телах, ограниченных параллельными плоскостями, — дайках, силлах. Магматические текстуры течения проявляются в плоскопараллельном расположении табличек и пластинок полевых шпатов или других минералов (трахитоидная текстура), листочков слюды (гнейсовидная текстура). Признаки деформаций в таких текстурах, как мы уже отмечали, отсутствуют. В стекловатых породах, возникших из вязкой лавы, текстуры течения проявляются в виде тончайшей полосчатости, напоминающей слоистость осадочных пород, за которую ее иногда по неопытности и принимают. Отличия очень простые — полосчатость огибает любые пре-

пятствия — вкрапленники, включения, пузыри и т.д., образует нередко сложные узоры, не свойственные слоистым осадкам. Залегают параллельно стенкам даек, часто при этом первично вертикально, хотя вмещающие осадки могут залегать полого и даже горизонтально. В эффузивных породах текстуры течения могут проявляться и в расположении пузырьков газа (пор миндалин) в виде цепочек, в их сплюсненной вдоль течения форме.

Вторичная — деформационная ориентировка охватывает нередко не только магматические, но и вмещающие их породы, что является дополнительным наиболее убедительным доказательством ее истинной природы, особенно если ориентировка счет под углом контакты пород, будучи обусловлена региональным планом деформаций.

Первичные текстуры течения могут служить дополнительным критерием первично-магматического происхождения пород.

Ориентированный рост кристаллов для магматических пород не характерен. Он наблюдается только в некоторых жилах пегматитов, отнесение которых к магматическим условно, ибо они формируются, по-видимому, из флюидного, но не расплавленного состояния.

Выделение газов (преимущественного водяного пара) может привести к образованию пор, способных возникать только при давлении, не превышающем некоторого предела, вероятно, до нескольких сот атмосфер, о чем свидетельствуют поры и миндалины в лавах, излившихся на дне океана на глубинах до 5 км (давление водяного столба 500 атм). Поскольку пузырьки газа стремятся подниматься вверх, нередко наблюдаются цепочки их, вытянутые вертикально. Они могут быть использованы для восстановления первично вертикального направления, т.е. как природный отвес.

Ориентированные первичные текстуры имеют важное геологическое значение — они помогают восстановить первичную форму залегания по отношению к вмещающим породам и к горизонту, поскольку фиксируют то и другое (текстуры осаднения и текстуры течения).

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ КАК ОСНОВА КЛАССИФИКАЦИИ МАГМАТИТОВ

Значение химического состава магматических пород для классификации зависит от их генезиса. С точки зрения физической химии закономерно связаны между собой лишь химические составы сосуществующих при данных термодинамических условиях фаз, но не их количественные соотношения, которые могут меняться сколько угодно без нарушения равновесия системы. Поэтому если порода сохранила состав магмы, т.е. жидкой фазы, находившейся в момент образования в равновесии с каким-то числом твердых фаз при определенных термодинамических условиях, то химический состав ее определяется законами гетерогенного равновесия и может служить основой физико-химической классификации. Магма в этом случае является одной из сосуществующих равновесных фаз и подчиняется законам распределения, определяющим их состав. Следовательно, этим законам подчиняется и химический состав эвмагматитов, поскольку он близок к составу магмы. Химический состав кумулятов определяется их минеральным составом и не подчиняется этим законам.

Наиболее близки по составу к магме продукты природной закалки —

эффузивные, а также закаленные жильные породы. Поэтому закономерности химического состава должны наиболее отчетливо проявиться в породах эффузивного облика и их недифференцированных интрузивных комагматах.

В соответствии с анализом закономерностей главных путей эволюции магм в треугольнике $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ можно выделить главные фации магмообразования на основе $P-T-X$ -условий, а следовательно, минеральных фаций, сосуществующих с магмой в момент ее генерации твердых фаз — минералов (см. рис. 2—6).

На основе общего давления можно выделить магмообразование в условиях плагиоклазовой, шпинелевой, гранатовой—графитовой и гранатовой—алмазной фаций. Первым двум соответствует нормальный тип эволюции магм: дунит—базальт—лейколиты. Для последних решающее значение приобретают режим воды, определяющий, во-первых, предел эволюции и химический состав базальтов, во-вторых, состав мезокотектоидов и варьирующий от близкого к сухому до водного. В условиях гранатовых фаций генерируются щелочно-ультраосновные магмы, обогащенные кальцием по отношению к алюминию, что можно объяснить накоплением в тугоплавком остатке глиноземистой фазы-граната: им обогащены глубинные ксенолиты. В условиях графитовой фации генерируются бескальциевые магмы, пределом эволюции которых служат стандартные алюмосиликатные составы, общие с первым типом. В условиях алмазной фации при высоком давлении углекислоты возникают кальцит-оливиновые магмы, эволюционирующие в сторону карбонатитов, вначале в результате фракционирования в основном оливина, позже — флогопита, что приводит к окончательному обеднению алюминием и калием.

Закономерности химического состава всех перечисленных типов эволюции различны, хотя в чем-то могут и совпадать. Элементы общности, определяющие направления эволюции, обусловлены фракционированием оливина, контролирующим ряд дунит—ультраосновные, недосыщенные оливиновые вулканы (пикриты в широком смысле слова) — базальтоиды; фракционированием клинопироксена и полевых шпатов или нефелина контролируется ряд базиты (базальтоиды и габброиды) — щелочно-алюмосиликатные лейколиты. Последние могут быть одинаковыми в различных путях эволюции, которые можно объединить под общим названием глиноземистых, хотя на первых добазальтоидных этапах они могут и существенно различаться.

Решающим фактором разницы на начальных ультраосновных и сходства на поздних базальтоидных этапах эволюции служит поведение клинопироксена: в первом случае он растворяется и обогащает магмы кальцием, во втором фракционирует и обедняет им магмы, обогащая их глиноземом и щелочами.

В дифференцированных телах к эзмагматитам близки породы, возникшие из жидкого остатка при фракционировании. Для эзмагматитов валовой химический состав может быть наилучшей основой для генетической классификации.

Поскольку химический состав — однозначная функция минерального, а последний — неоднозначная благодаря гетероморфизму функция химического, оба вида состава должны рассматриваться в тесной связи.

Химический состав пород — одна из форм выражения состава (наряду с минералогическими); а петрохимия (наука о закономерностях химического состава горных пород) — один из разделов конституционной петрологии, изучающей закономерности вещественного состава горных пород. Петрохимический метод — применение этих закономерностей к изучению горных пород, к решению петрологических и геологических задач. Он важен, но не может заменить петрологического и геологического методов.

Смысл петрохимического метода — использование химического состава пород, как бы он ни был выражен, для более углубленного понимания их природы. Пересчеты химических анализов на различные коэффициенты нередко не только не проясняют вопроса, но запутывают его, делают простые и ясные вещи малопонятными. Это не значит, что не следует вообще прибегать к пересчетам, но делать это надо, заранее представляя, какую задачу мы перед пересчетом ставим. Самая главная опасность — формальное, механическое использование пересчетов в отрыве от реальных черт состава пород, от их минерального состава, структуры.

ПЕТРОХИМИЯ КАК МЕТОД

В петрохимии классификационное значение имеют лишь главнейшие элементы, число которых ограничено. Бескислородные соединения (сульфиды, галоиды, карбиды), свободные элементы (железо и никель) встречаются в незначительных количествах лишь в некоторых видах пород, нередко вторичны и обычно ими можно пренебречь. Это позволяет выражать химический состав магматитов в форме окислов, которые можно назвать породообразующими с подразделением на главные, второстепенные и примеси. Содержание петрогенных окислов колеблется в широких пределах вплоть до исчезновения некоторых из них, даже таких важных, как кремнезем, щелочи и др.

Для каждой группы пород характерны свои главные компоненты химического состава, определяющие положение пород в классификации, их генетическое положение. В гранитах и их эффузивных аналогах — это щелочи, кальций, кремнезем, затем железо, магний — их сумма и отношение. В основных породах важнейшее значение приобретают железо, магний, титан; в ультраосновных — кальций, магний, железо, хром, титан. Ясно, что не может быть единой системы для всех пород, которая позволила бы выявить главные, наиболее важные в генетическом и классификационном смысле, черты и особенности состава пород.

Для классификационных целей исключительно важна точность определения количественного минерального состава, которая требует использования подсчитываемой площади шлифов не менее определенной величины, зависящей от крупности зерна породы. В среднезернистых породах эта площадь должна составлять несколько десятков квадратных сантиметров (не меньше 30—50), что эквивалентно десятку-другому обычных шлифов. Подсчеты в единичных шлифах обычного размера дают абсурдные результаты.

Когда состав минералов определяется приближенно оптическими методами — по показателю преломления (иммерсией), на основе ориентировки оптического эллипсоида и угла $2V$ (на федоровском столике), надо ясно

представлять возможности этих методов, их точность. В магматических горных породах иммерсионным методом можно с точностью, не меньшей, чем точность химического анализа, определять железистость оливина, безглиноземистого ромбического пироксена, содержание анортита в плагиоклазе. В первом приближении все эти минералы представляют собой двухкомпонентные системы, и поэтому физические свойства их являются функцией одной величины — отношения содержаний двух компонентов. Однако и в этих самых простых случаях мы допускаем незначительную погрешность за счет алюминия в ортопироксенах, калия — в плагиоклазах.

Поскольку железистость сосуществующих ортопироксена и оливина большей частью примерно одинакова, показатель преломления первого, зная железистость оливина, можно использовать для определения содержания глинозема. Этот метод особенно пригоден при низкой железистости (10–20%), преобладающей в ультрабазитах.

Пироксены, особенно моноклинные, роговые обманки и слюды — сложные многокомпонентные системы, и поэтому физические, в том числе оптические, свойства их — функция многих переменных: отношения железа к магнию, степени окисления железа, в первую очередь. В пироксенах добавляется как важнейший параметр отношение кальция к сумме магния и железа, определяющий положение пироксенов в ряду: салит—авгиты—субкальциевые авгиты—пижониты—ортопироксены. Кроме того, на физические свойства влияют алюминий, титан и натрий. Еще сложнее состав роговых обманок и особенно слюд: здесь добавляются новые компоненты, содержащие водород, — гидроксильная группа, оксоний и заменяющие их фтор, хлор [87].

Таким образом, химический состав указанных минералов может определяться оптическими методами лишь приближенно и с обязательным учетом состава и генезиса пород, от которых зависят в значительной степени закономерные связи между содержаниями отдельных компонентов, позволяющие уменьшить число независимых переменных, определяющих физические свойства. Поэтому для определения состава указанных минералов обязательно надо пользоваться специальными диаграммами состав—свойства, приспособленными к определенным генетическим сериям минералов. Особенно важен учет окисного железа, которое примерно в два раза сильнее повышает показатель преломления, чем закисное. На плотность влияет только общее железо.

Более или менее точно оптическими методами определяются соотношения ортоклазового, альбитового и анортитового компонентов в щелочных полевых шпатах.

При небольших количествах темноцветных минералов в породах погрешности определения их состава сказываются на общем химическом составе пород незначительно и нередко почти не выходят за рамки погрешностей химического анализа.

Во многих породах важным компонентом минерального состава является магнетит. Количество его легко и быстро определяется магнитными методами — наиболее надежно и просто путем измерения намагниченности насыщения. Степень дисперсности магнетита не влияет на точность определений. В яснокристаллических породах количество магнетита можно определить обычными методами количественно-минералогического анали-

за. Довольно легко определяется и состав самого магнетита — либо в отраженном свете путем приближенной оценки количества вростков ильменита, либо путем анализа мономинеральных фракций, выделение и очистка которых труда не представляют.

Таким образом, в полнокристаллических горных породах, в которых зерна минералов настолько крупны, что поддаются оптическим измерениям, прежде чем делать химические анализы, следует в обязательном порядке определить с известной степенью приближения химический состав каждого минерала, их количественные соотношения и подсчитать примерный химический состав породы. Тогда отпадают обычные сомнения в правильности химических анализов, ошибки в которых, к сожалению, встречаются пока довольно часто. Кроме того, и это самое важное, химический анализ может быть использован для более тонких заключений о составе отдельных минералов, которые не могли быть получены оптическими методами, для уточнения данных количественно-минералогических подсчетов. Так выглядит идеальный случай применения химических анализов к изучению полнокристаллических достаточно крупнозернистых пород, к которому следует стремиться. Такой же подход целесообразен и при изучении полнокристаллических пород порфировой структуры, в которых основная масса состоит из различных под микроскопом зерен отдельных минералов. В этом случае следует отдельно подсчитывать общий состав и относительные объемы и весовые количества вкрапленников и основной массы.

Точность подсчета будет, конечно, ниже, чем в равнозернистых яснокристаллических породах, но примерное представление о химическом составе пород, сопоставимом с данными химических анализов, может быть получено.

Со значительными осложнениями мы сталкиваемся в неравновесных минеральных ассоциациях, которые очень распространены в изверженных горных породах, как в интрузивных, так и (тем более) в эффузивных. В непорфировых породах эта неравновесность сказывается в переменном составе породообразующих минералов, обусловленном изменением соотношения компонентов в расплаве и сосуществующих твердых фаз в ходе кристаллизации. При плавном ходе кристаллизации этот состав меняется непрерывно, что выражается в вариациях основности плагиоклазов, железистости феррических минералов и других параметров химического состава минералов. Различие состава минералов проявляется либо в их зональности, либо в зернах ранних и поздних генераций. В этом случае необходимы более сложные, но осуществимые подсчеты реального минерального состава. Химический анализ в этих случаях приобретает особую ценность в связи с пониженной точностью определений реального минерального состава пород.

Осложнения и затруднения могут быть связаны с вторичными изменениями. Если породы сохранили свою первичную структуру, а только в этом случае мы имеем основания называть их изверженными, то вторичные изменения выражаются в образовании псевдоморфоз по первичным минералам. Эти псевдоморфозы можно рассматривать как особые минералы и соответственно учитывать их при количественно-минеральных подсчетах. Химический состав таких псевдоморфоз определяется приближенно

на основе состава вторичных минералов. При неполном замещении первичных минералов следует руководствоваться примерной оценкой степени замещения их вторичными минералами. Несмотря на приближенность, такие подсчеты исключают возможность грубых ошибок в химических анализах и нередко позволяют с помощью последних получить важные дополнительные данные о химическом составе вторичных минералов, точная диагностика которых под микроскопом затруднительна, например минералов ряда мусковит—парагонит, серицит—каолинит—монтмориллонит и других.

В порфировых породах основную массу в связи с вторичными изменениями приходится рассматривать как особый "минерал". Состав этого "минерала" нам неизвестен, и химический анализ является единственным способом его определения.

Мы рассмотрели элементарные требования к подготовке образцов горных пород к химическим анализам, не вдаваясь в отбор образцов, в существо самих анализов. Рассмотрим теперь эти не менее важные стороны петрохимического метода.

Прежде всего о химических анализах. Обычно для исследования изверженных горных пород применяются полные силикатные химические анализы, дополняемые определениями элементов-примесей с помощью специальных высокочувствительных методов. Целесообразно при этом применение частных анализов. Выбор компонентов химического состава для частных анализов определяется типом пород и задачами исследований. В основных изверженных породах наиболее важными компонентами частных анализов являются общее железо и титан. При фациальном анализе особое значение приобретает степень окисления железа.

По содержанию железа и титана выделяются обширные провинции, комплексы, нередко стратиграфические горизонты базитов. Особое значение имеет содержание указанных элементов для корреляции основных эффузивов в немых толщах, в частности в древних толщах западного склона Урала. Этот метод может явиться серьезным подспорьем к обычным стратиграфическим методам, не дающим здесь ясных результатов, несмотря на длительную историю изучения.

Для предварительной диагностики состава изверженных пород обычно достаточно знать содержание кремнезема и суммы щелочей. Это позволяет в неальбитизированных и не подвергшихся вообще щелочному метасоматозу порфирах определить их положение в треугольниках базальт—трахит—липарит и базальт—трахит—фонолит с достаточной точностью. Более того, это позволяет определить степень известковости базальтов—нормальную, пониженную, повышенную, отвечающие среднему нормативному лабрадор-андезину, лабрадор-битовниту, андезину и андезин-олигоклазу, разделить нормальные андезиты, пересыщенные кремнеземом и андезиты ряда базальт—трахит, пересыщенные, а иногда и ненасыщенные кремнеземом.

Химические анализы обязательно должны дополняться определениями плотности пород, которая является функцией количественного минерального состава, состава самих минералов и пористости. Плотность является дополнительным критерием общего состава пород и в первую очередь их меланократовости в ряду базальт—липарит (габбро-гранит), базальт—трахит (габбро-сиенит) и других.

Принцип отбора проб для химического анализа определяется задачами. Обычно в петрографии химическому анализу подвергаются породы однородной текстуры. Опробование неоднородных пород аналогично опробованию месторождений полезных ископаемых с неравномерным распределением полезных компонентов.

Химические анализы могут ставить целью либо определение состава каких-то более или менее устойчивых типов пород, либо непрерывных в каком-то интервале серий. Та или иная цель химических анализов определяется до отбора проб на основе обычных петрографических наблюдений, в том числе макроскопических (полевых) и микроскопических.

Раздел петрохимии, изучающий распределение компонентов химического состава в пространстве, может быть назван стереопетрохимией.

На геологической карте полная характеристика непрерывных серий пород требует проведения хотя бы примерных изолиний содержания отдельных компонентов. Некоторые из этих изолиний могут служить условными границами отдельных пород.

Таким образом, можно говорить о петрохимии индивидуальных пород, петрохимии в пространстве (геологической или стереопетрохимии) и петрохимии серий (статистической). Первый вид петрохимии имеет целью характеристику и определение конкретных пород путем сопоставления их химического и минерального составов и сравнения с общепризнанными эталонами; второй — изучение закономерностей изменения химического и количественно-минерального составов в пространстве; третий — выявление закономерностей состава определенных групп пород (корреляционных связей между содержаниями индивидуальных или обобщенных компонентов химического состава, а тем самым и между их носителями-минералами) и их физико-химическое истолкование.

ПЕРЕСЧЕТЫ ХИМИЧЕСКИХ АНАЛИЗОВ

Цель пересчетов — во-первых, облегчение сопоставления с минеральным составом, во-вторых, уменьшение числа компонентов по сравнению с числом компонентов химических анализов. Первая задача важна для выяснения хотя бы примерного баланса компонентов химического состава — выявления минералов-носителей и распределения между отдельными минералами. Важна она также для сопоставления с результатами экспериментальных исследований, в которых компонентами являются обычно не окислы, а простейшие минералы (ортоклаз, альбит, анортит, форстерит, диопсид и т.д.).

В соответствии со сказанным существуют два главных типа пересчетов химических анализов: на теоретический (условный) минеральный состав в развернутой или обобщенной форме или на величины, определяющие важнейшие особенности этого состава, и на обобщенные компоненты химического состава, получаемые путем объединения содержаний отдельных окислов в весовом или молекулярном (атомном) выражении.

В первой группе пересчетов наиболее последовательным является пересчет на теоретический — "нормативный" состав или "норму". Сейчас это один из наиболее распространенных методов пересчета.

Норма — не просто один из способов условных пересчетов; она — кратко

сформулированный итог изучения первичных минеральных парагенезисов, магматических пород. Правила расчета нормы вытекают из природных парагенезисов и по существу формулируют главные закономерности природных равновесий: они фиксируют в упрощенной форме (в форме миналов) возможные сочетания фаз-минералов в магматических системах при температурах, исключающих появление водных силикатов. Норма поэтому близка к безводным парагенезисам при обычных давлениях и очень удобна для сопоставления с экспериментальными данными, большинство которых относится к нормативным минералам.

Количества нормативных минералов могут быть подсчитаны непосредственно из весовых процентов окислов, минуя пересчеты на молекулярные количества. В недосыщенных глиноземом породах нормативный кварц и нефелин выражаются уравнениями

$$Ne = 5,85 K_2O + 8,87 Na_2O + 2,86 CaO + 1,12 MgO + 0,69 FeO + 0,49 Al_2O_3 - \\ - 1,67 SiO_2 - 0,75 TiO_2 - 0,63 Fe_2O_3.$$

$$Q = SiO_2 - 3,19 K_2O - 4,84 Na_2O - 1,07 CaO - 1,50 MgO - 0,83 FeO + \\ + 0,38 Fe_2O_3 + 0,75 TiO_2.$$

В пересыщенных глиноземом породах

$$Q = SiO_2 - 3,83 K_2O - 5,80 Na_2O - 2,14 CaO - 1,50 MgO - 0,83 FeO + \\ + 0,38 Fe_2O_3 + 0,75 TiO_2.$$

Надо отметить и даже подчеркнуть, что пересчет химического состава на коэффициенты А.Н. Заварицкого по существу представляет тот же нормативный пересчет. Действительно, коэффициент $Q (Q = s - 3a - 2c - b)$ сопоставим с нормативным кварцем, будучи несколько меньше за счет объединения окисного железа с закисным, из расчета вхождения всего железа в силикаты. Коэффициент s характеризует относительное количество анортита, a — щелочных полевых шпатов, n — соотношение нормативных альбита и ортоклаза.

Общее число параметров Q (производное от s, a, c, b), $a, c, b, n, m', c', f', a', \varphi, ti$ составляет 11. Если убрать взаимно исключающие параметры (a' и c'), учесть, что основные параметры s, a, b, c составляют в сумме 100, так же как и коэффициенты f', m', c' , то число независимых величин, характеризующих с исчерпывающей полнотой химический состав, составит 8.

Таким образом, система А.Н. Заварицкого, так же как и любая другая, при условии исчерпывающей характеристики химического состава пород не может уменьшить число независимых величин, однозначно его выражающих. Речь может идти только о большей или меньшей наглядности параметров и их сопоставимости с реальным минеральным составом.

Количество железисто-магнезиальных минералов в системе А.Н. Заварицкого характеризуется коэффициентом b . В породах с избытком глинозема этот коэффициент неприменим, и некритическое пользование им часто приводит к грубым ошибкам. При избытке глинозема истинное количество железисто-магнезиальных компонентов в породе, как нетрудно подсчитать,

характеризуется $b' = b \frac{100-a}{100}$ [77]. В остальных породах коэффициент b

прямо зависит от суммы железисто-магнезиальных компонентов. Очень приближенно можно считать, что содержание железисто-магнезиальных минералов в весовых процентах в 1,5 раза больше величины коэффициента b .

Обобщением нормы по существу являются пересчеты химических анализов с целью установления соотношений молекулярных количеств важнейших окислов, определяющих главные особенности минерального состава: степень пересыщенности или недосыщенности кремнеземом по сравнению с основаниями, характеризуемую содержаниями нормативных кварца, оливина, нефелина и других фельдшпатоидов (лейцита и др.), коэффициентом Q Заварицкого; степень пересыщенности или недосыщенности щелочами по сравнению с глиноземом, характеризуемую количествами нормативных анортита и эгирина или коэффициентом агпаитности $K_a = \frac{R_2O}{Al_2O_3}$; степень пере- или недосыщенности глиноземом, характеризуемую наличием и количеством нормативных корунда и диопсида или величиной $\frac{Al_2O_3}{CaO + R_2O}$, которую можно назвать глиноземистостью; соотношение мафической извести (входящей в состав мафических силикатов) с окислами магния и железа, характеризуемое количествами волластонита, диопсида, гиперстена и оливина или величиной $\frac{(Mg, Fe)O + Al_2O_3}{CaO + R_2O}$, которую

можно рассматривать как степень пересыщенности магнием и железом или кальцием (магнетитовое и ильменитовое железо не учитывается). Перечисленные соотношения можно рассматривать как характеризующие насыщенность, пересыщенность или недосыщенность пород какими-либо окислами по отношению к другим. Окислы, находящиеся в избытке, входят в соответствующие минералы (точнее — нормативные минералы): кремнезем — в кварц, щелочи — в эгирин, алюминий — в корунд, известь — в волластонит, магний и железо — в гиперстен или оливин и т.д.

Другой тип соотношений между окислами представляют величины или коэффициенты, характеризующие долю какой-то части по отношению к целому. Обычно она характеризует молекулярные или атомные, но не весовые отношения. В некоторых случаях оба вида отношений очень близки и могут употребляться в обоих вариантах без большой погрешности (в полевых шпатах). Рассмотрим важнейшие отношения.

Анортитовое число или известковистость — отношение количества анортита к сумме полевых шпатов. Оно может быть молекулярным и весовым, рассчитанным по реальному минеральному и по химическому составу. В последнем случае молекулярное анортитовое число выражается

формулой: $\alpha = \frac{Al_2O_3 - R_2O}{Al_2O_3 + R_2O}$, где в числителе и знаменателе фигурируют молекулярные количества окислов, если $CaO + R_2O > Al_2O_3$; при обратном соотношении ($Al_2O_3 > R_2O + CaO$ есть нормативный корунд) $\alpha = \frac{CaO}{CaO + R_2O}$. Если $R_2O > Al_2O_3$ (агпаитовые магматиты), анортитовое

число становится отрицательным, так же как и коэффициент с Заварицкого. Если есть нормативные нефелин или лейцит, формула характеризует молекулярное отношение анортита не к сумме полевых шпатов, а к их сумме с фельдшпатоидами. Это отношение может быть названо общей известковистостью пород в отличие от полевошпатовой известковистости, выражаемой анортитовым числом.

В весовом выражении анортитовое число подсчитывается по формуле

$$\alpha = \frac{An}{An + Ab + Or} \text{ через количества нормативных минералов. Эта формула}$$

универсальна и сохраняет смысл при любых вариациях химического состава: в агпайтовых, плюмазитовых, пересыщенных глиноземом породах, с нормативными нефелином, лейцитом. Анортитовое число по этой формуле может быть выражено и в молекулярной форме, стоит только подставить вместо весовых процентов миналов полевых шпатов их молекулярные количества. Разница между весовой и молекулярной формой невелика благодаря близости молекулярных весов конечных членов полевых шпатов, составляющих для анортита 278, альбита — 262, ортоклаза — 278. Молекулярное анортитовое число выражается через весовые количества

$$\text{минералов формулой } \alpha = \frac{An}{An + Or + 1,06Ab}. \text{ Для частных случаев } Or = 0 \text{ и } Or = Ab \text{ формула приобретает вид } \alpha = \frac{An}{An + 1,06Ab} \text{ и } \alpha = \frac{An}{An + 1,03(F - An)},$$

где F — сумма полевых шпатов; разница между молекулярным и весовым анортитовым числом составляет примерно, если пренебречь малыми величинами второго порядка, в первом случае $0,6(1 - \alpha)$, во втором $0,3(1 - \alpha)$. При $\alpha = 0,5$ (базиты) это составит 0,015 и 0,008 или в процентах 1,5 и 0,8. При $\alpha = 0,1$ (граниты, литариты, сиениты, трахиты) разница будет равна 0,5 и 0,3%. Различия соизмеримы с погрешностями определения величин, и ими можно пренебречь.

Анортитовое число или известковистость в магматитах обычно связано прямой зависимостью с магнезиальностью и обратной — с железистостью, что объясняется законами кристаллизации силикатных расплавов.

Щелочность пород характеризует количественно долю щелочных полевых шпатов (альбита и ортоклаза) среди полевых шпатов в целом. Эта величина связана с железистостью прямой зависимостью и поэтому удобнее для петрохимических сопоставлений, чем известковистость. Эту величину можно обозначить β ; $\alpha + \beta = 1$ или 100%. В весовом выражении

$$\beta = \frac{Ab + Or}{Ab + Or + An}, \text{ в молекулярном } \beta = \frac{2R_2O}{Al_2O_3 + R_2O} \text{ или } \frac{R_2O}{CaO + R_2O} \text{ в зави-}$$

симости от соотношений Al_2O_3 и $CaO + R_2O$ (см. выше). В агпайтовых породах щелочность больше единицы, в плюмазитовых — ниже. Щелоч-

ность связана простой зависимостью с коэффициентом агпайтности: $K_a = \frac{R_2O}{Al_2O_3}$, $\beta = \frac{2K_a}{1 + K_a}$, при $K_a = 1$, $\beta = 1$. В свою очередь коэффициент агпай-

ности выражается через щелочность формулой: $K_a = \frac{\beta}{2 - \beta}$.

Отношение железа к сумме его с магнием обозначается как общая железистость $f = \frac{\text{Fe}}{\text{Fe} + \text{Mg}}$, дополнением к нему до 1 или 100% является магнезиальность $m = \frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}}$. Иногда вводят понятие "двухвалентная железистость": $f^{2+} = \frac{\text{Fe}^{2+}}{\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}}$. К железу присоединяется марганец, тесно с ним

связанный и изоморфно замещающий его. Важным параметром является доля рудного и магнетитового железа по отношению к общему содержанию этого элемента. Рудное железо входит в состав магнетита и других свободных окислов железа (редко), пирита (редко), ильменита, магнетитовое — в состав магнетита. Эти доли — важнейший индикатор режима кислорода и окислительно-восстановительных минеральных фаций.

Доля калия или натрия среди щелочей выражается в атомных или молекулярных процентах, обозначается \bar{k} или n ($\bar{k} = \frac{\text{K}}{\text{K} + \text{Na}}$, $n = \frac{\text{Na}}{\text{K} + \text{Na}}$), степень окисления железа $-\varphi = \frac{\text{Fe}^{3+}}{\text{Fe}}$.

Рассмотренные величины или коэффициенты детализируют сопоставление химического и минерального составов магматитов. Известковистость или щелочность в первом приближении характеризуют состав полевых шпатов, железистость или магнезиальность — мафических силикатов с существенной поправкой на выделение части железа в форме окисных минералов — магнетита и ильменита, редко — гематита или маггемита. Поэтому общая железистость породы всегда больше, чем минерала. В соответствии с законами кристаллизации силикатных расплавов и минералов известковистость коррелируется с магнезиальностью, щелочность — с железистостью, ибо в ходе кристаллизации силикаты и расплав параллельно обогащаются щелочами по отношению к извести и железом по отношению к магнию.

Доля калия и натрия среди щелочей проявляется в составе полевых шпатов, хотя соотношения с реальным минеральным составом довольно сложны в связи с зависимостью взаимной растворимости альбита и ортоклаза от температуры кристаллизации (см. минеральные фации).

Мы рассмотрим возможности объединения некоторых окислов без каких-либо сложных пересчетов, которое давно вошло в практику. Остановимся прежде всего на окислах железа. Поскольку оно на магматической и постмагматической стадиях легко меняет свою валентность, переходя из закисной формы в окисную и наоборот, в зависимости от режима кислорода и воды для характеристики состава магмы достаточно знать общее содержание железа, которое удобнее всего выражать через закись (FeO'). Это уменьшает число главных окислов (без титана) до семи, а с учетом того, что их сумма равна 100%, до шести. Соотношение закисного и окисного железа — важный показатель фациальности (условий кристаллизации и преобразования пород), обозначается как $\varphi = \text{Fe}^{3+}/\text{Fe}$. Для классификации магм эта величина особого значения не имеет. Если

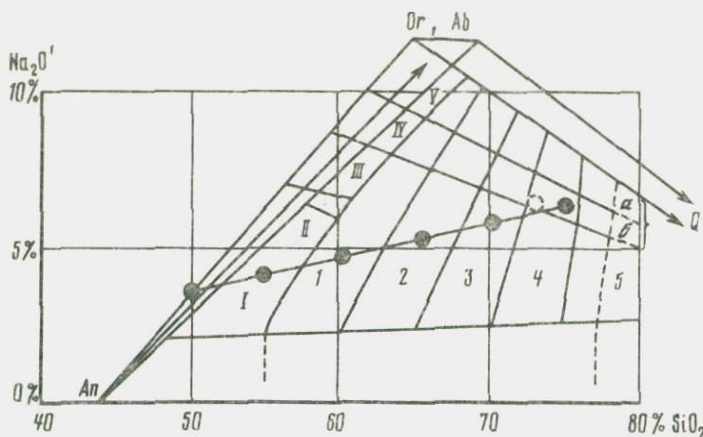


Рис. 12. Схема классификации кварцсодержащих магматических горных пород в координатах SiO_2 – $\text{Na}_2\text{O}'$

Породы серии базальт–трахит (габбро–сиенит), содержащие менее 5–10% кварца: I – базальты и андезиты–базальты, габбро и диориты; II – муджигериты, латиты, монзониты; III – андезиты–трахиты, сиениты–диориты; IV – трахиты, сиениты; V – щелочные трахиты, щелочные сиениты. Породы, содержащие более 10% кварца (гранитоиды и их эффузивные аналоги): 1 – кварцевые диориты (тоналиты и андезиты): а – кварцевые сиениты и кварцевые трахиты, б – то же, щелочные; 2 – гранодиориты и дациты: а – граносиениты и липарито–трахиты, б – то же, щелочные; 3 – адамеллиты и липарито–дациты (доллениты): а – граниты и липариты с пониженным содержанием кремнезема, б – то же, щелочные; 4 – плагиограниты: а – граниты нормальные, б – то же, щелочные; 5 – плагиоаляскиты: а – аляскиты нормальные, б – то же

Кружки – средние составы базальтов, андезиты–базальтов, типичных гранитоидов и эффузивов главной известково–щелочной серии; пунктирный кружок – состав глубинных гранитов, производных богатых водой магм

есть основания предполагать ее первичность, то она характеризует парциальное давление воды, растворенной в магме, как главный источник кислорода. Так, например, степень окисления минимальна, снижается почти до нуля (содержание окиси железа не превышает 0,2% при общем содержании железа 10% в расчете на закись) в некоторых долеритах – интрузивных фациях афировых базальтов [99]. В порфировых базальтах она всегда выше, что дает основания предполагать большую концентрацию воды в магме: это подтверждается большим коэффициентом эксплозивности по сравнению с магмой афировых базальтов.

Замена натрия эквивалентным количеством калия не влияет на состав котектик с участием окислов этих элементов в форме щелочных полевых шпатов. Поэтому для количественной характеристики закономерностей состава магм вполне достаточно знания содержания суммы щелочей, выраженной в форме условной окиси натрия $\text{Na}_2\text{O}' = \text{Na}_2\text{O} + 0,7\text{K}_2\text{O}$ (см. выше). Это уменьшает число независимых компонентов до 5.

Точно так же мало влияет на состав котектик замена магния железом в фемических силикатах. Поэтому для приближенных расчетов окислы этих компонентов можно объединить, что снижает число независимых компонентов до 4. Так как глинозем, как правило, за исключением пересыщенных им богатых кремнеземом магм, не образует самостоятельных

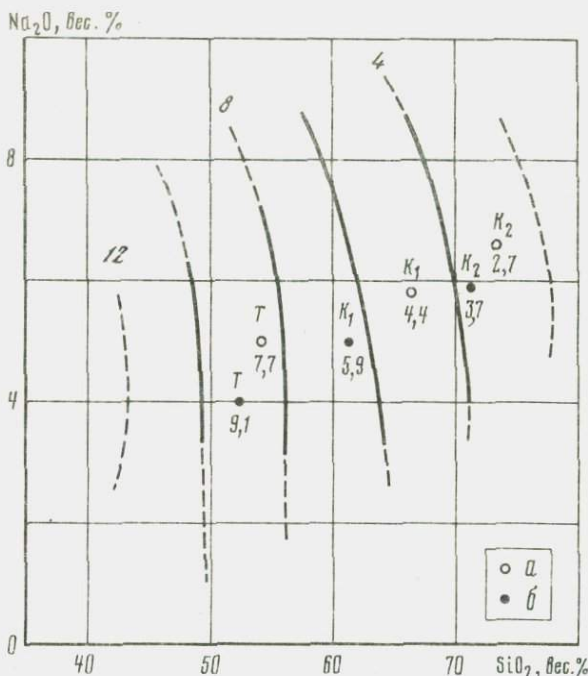


Рис. 13. Среднестатистическая зависимость содержания FeO' от содержаний $\text{Na}_2\text{O}'$ и SiO_2 в среднепалеозойских эффузивах Урала [90]

Средние составы пород Охотского вулканического пояса [63]: а – интрузивных, б – эффузивных. 2–12 – изолинии суммарного содержания железа в пересчете на закись (FeO'); цифры у точек – содержание FeO в процентах; Т – трегичные и K_1 и K_2 – нижний и верхний мел

фаз, входя в полевые шпаты в эквимолекулярных количествах с известью и щелочами, то исходя из правила фаз его можно не считать за компонент; число компонентов снижается, таким образом, еще на единицу и становится равным трем.

Поскольку мезокотектоиды низких давлений в первом приближении представляют собой бивариантную серию, в которой количество мафических компонентов является функцией состава силикатической части, постольку за основу количественной химической классификации при условии объединения железа и магния, калия и натрия можно взять соотношения двух из трех отмеченных выше компонентов. Тогда содержание третьего будет функцией содержаний первых двух из трех компонентов. Удобнее всего взять за основу содержания кремнезема и суммы щелочей как наиболее важных компонентов силикатической части магматитов. Тогда содержания суммы железа и магния и извести будут функцией содержаний кремнезема и щелочей. Сформулированные выше закономерности состава, позволяющие уменьшить число независимых компонентов до трех, дают основание, таким образом, для построения двухмерной–плоской количественной классификации мезокотектоидов в координатах кремнезем–сумма щелочей (рис. 12). Содержания других компонентов могут быть

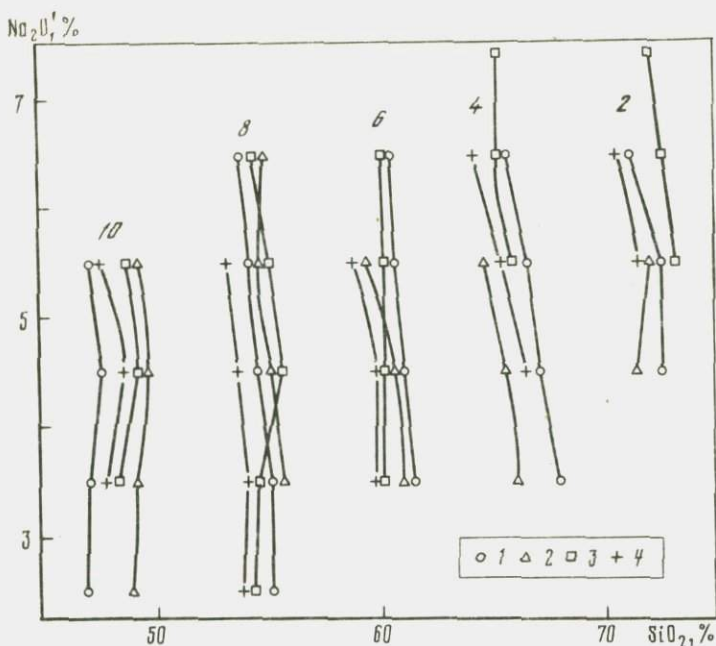


Рис. 14. Среднестатистические изолинии суммарного железа в расчете на закись (FeO') в вулканитах различных зон Камчатки [100]

1 – Восточно-Камчатская, 2 – Центрально-Камчатская депрессия, 3 – срединный хребет, 4 – третичные вулканиты. Цифры – среднее содержание FeO' (%) для каждой группы линий

изображены в виде изолиний, носящих статистический приближенный характер ввиду допущенных нами упрощений. Такие изолинии для суммарного содержания железа в расчете на закись характерны для эффузивных пород Урала и Камчатки (рис. 13 и 14). Любопытно, что очень близко к изолиниям легли фигуративные точки средних составов меловых и третичных эффузивов и комагматичных им интрузивов Охотского вулканического пояса по данным Е.К. Устиева [63] (что свидетельствует о глобальном характере закономерностей состава), выражаемых с помощью изолиний содержаний валового железа в расчете на закись в проекции на плоскость $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O}'$.

Мы рассмотрели различные величины, производные от первичных данных химических анализов. Эти величины характеризуют либо молекулярные соотношения окислов, либо весовые проценты объединенных компонентов или нормативных минералов. В последнем случае возникает вопрос: как быть с отклонением суммы анализа от ста процентов, с летучими компонентами (вода, углекислота, фтор, потери при прокаливании), учитывать ли их и как? В нормативном способе учитываются галогены и углекислота в форме кальцита, флюорита и галита, вода опускается. По-видимому, надо исходить из содержаний воды – главного летучего компонента, сохраняющегося в составе первичных водных силикатов: в биотите – 4%, в амфиболе – 2%. При 10% биотита это составит 0,4% на

породу, при 10% амфибола — 0,2%. Как мы видим, эти величины соизмеримы с погрешностями анализа, и ими можно пренебречь. Большие содержания воды в породах связаны с процессами гидратации: коизит содержит около 2% воды, хлорит — около 10%. В целом породы, измененные в условиях эпидот-альбит-актинолитовой фации, содержат не более 2% воды. Пересчет на безводный (первичный) состав увеличит содержание всех компонентов, но поправки незначительны, не выходят за сумму дисперсии ошибок анализа и природной дисперсии петрографических типов. Поэтому при содержании воды < 1–2% пересчеты на безводный состав существенного значения не имеют. При большем содержании воды, обусловленном развитием вторичных минералов ряда хлорит–серпентин (в которых ~ 10–15% воды), концентрация ее в породе может достигать 5–10% и более. В этом случае оценки содержания компонентов в расчете на безводный состав будут значительно отличаться от результатов анализа.

Расчеты на безводный состав в таких породах имеют смысл лишь при уверенности в изохимическом характере вторичных изменений.

ГРАФИЧЕСКОЕ ИЗОБРАЖЕНИЕ ХИМИЧЕСКИХ СОСТАВОВ

Геометрически химические составы горных пород могут быть представлены как совокупность точек в многомерном пространстве, число измерений которого равно числу компонентов. Графические возможности ограничиваются проектированием этой совокупности на одну из осей координат или одну из координатных плоскостей. Одномерные проекции допускают только анализ распределения по одному из компонентов и выявление неинвариантных сгущений в многомерном пространстве около какой-то точки.

Двухмерные (плоские) проекции допускают изучение двухмерного распределения в форме изолиний частоты (изоденс) и выявление как неинвариантных (точечных), так и моновариантных (криволинейных и линейных) сгущений, отвечающих близким к неинвариантным и моновариантным совокупностям магматитов. Примером может служить моновариантная серия гранитов, отвечающих котектике кварц–полевые шпаты — фемические минералы. Другой пример — известково-щелочная серия базальт–андезит–дацит–липарит и комагматичная ей габбро-кварцевый диорит–гранодиорит–гранит, в которой содержания всех компонентов подчинены моновариантной зависимости. Если первая серия отвечает предельно богатым кремнеземом составам магм, то вторая фиксирует кратчайший путь эволюции базальтовой магмы в липаритовом направлении, т.е. в направлении наибольшего падения (наибольшего градиента) температуры ликвидуса в многомерном пространстве химических составов (наибольшая производная температуры ликвидуса по составу).

Бивариантные зависимости не могут быть выявлены при проектировании на координатные плоскости. В этом случае создается ложное впечатление отсутствия какой-либо закономерной связи между содержаниями отдельных компонентов. Необходимо проектирование на трехмерные координатные гиперплоскости. Графически это возможно путем проектирования серии параллельных сечений многомерного пространства составов через какие-то промежутки, желательно, но не обязательно равные.

Бивариантная зависимость графически выражается в виде системы изолиний — линий равного содержания третьего компонента на координатной плоскости двух других компонентов. Бивариантную серию образует совокупность вулканитов в рамках составов базальт—липарит—трахит и их интрузивных комагматов. Бивариантная серия отвечает совокупности котектических расплавов, генерировавшихся при определенном (судя по составу вкрашленников, невысоком) давлении. При более высоком давлении образуется другая бивариантная серия, типичным представителем которой являются лейкобазальты («глиноземистые» базальты). Эту серию можно назвать лейкокотектоидной. На уровне кристаллизации пород эта серия оказывается пересыщенной плагиоклазом (плагиофировые базальты, андезиты и др.). Объединение этих двух серий в одну делает ее тривариантной, графическое изображение которой требует двойного сечения с целью снижения размерности на два порядка и сведения ее до плоскости. Для этого нужно очень большое число точек (больше тысячи), что практически неосуществимо.

Случайными в рассмотренных сериях являются отклонения реальных единичных составов от нонвариантных, моновариантных, бивариантных.

Замена величин содержаний отдельных компонентов любыми линейными функциями от них ничего не меняет в характере зависимости: вариантность их полностью сохраняется. Поэтому серии любой вариантности могут быть с равным успехом выявлены как на основе весовых процентов окислов, так и любых производных от них коэффициентов, полученных путем линейных преобразований.

Формально зависимости любой вариантности можно выявить проектированием на любую координатную плоскость при построении диаграмм по содержаниям любой пары компонентов. Некоторые компоненты для этой цели наиболее показательны, хотя общие рецепты дать здесь трудно. В лейкократовых породах наиболее выразительны пары кремнезем—сумма щелочей, кремнезем—окись калия, кремнезем—суммарное железо и т.д., т.е. обычные вариационные диаграммы на основе кремнезема. В базальтах и более основных породах кремнезем теряет свою ведущую роль и рациональными становятся диаграммы в системе железо—титан—магний (магний—титан, магний—железо, железо—титан), позволяющие выявить интересные закономерности эволюции магм, определяемые в основном режимом кислорода.

Характер корреляции содержаний отдельных компонентов в моновариантных сериях можно количественно оценить с помощью частной производной содержаний одного компонента по содержанию другого. Есть серии, в которых эта производная для некоторых пар компонентов равна нулю или близка к нему. Примером могут служить серии с равным содержанием железа, от дунитов до габбро и базальтов (равножелезные), с равным содержанием титана, от пикритов до базальтов и трахитов (равнотитановые), с равной железистостью пород, от базальтов до липаритов или габбро до гранитов (равножелезистые), с равным содержанием калия, от базальтов до липаритов (равнокалиевые), натрия (равнонатриевые — от базальтов до липаритов) и многие другие.

Сказанное иллюстрируется диаграммами, построенными на основе сборника химических анализов изверженных пород Вашингтона [146].

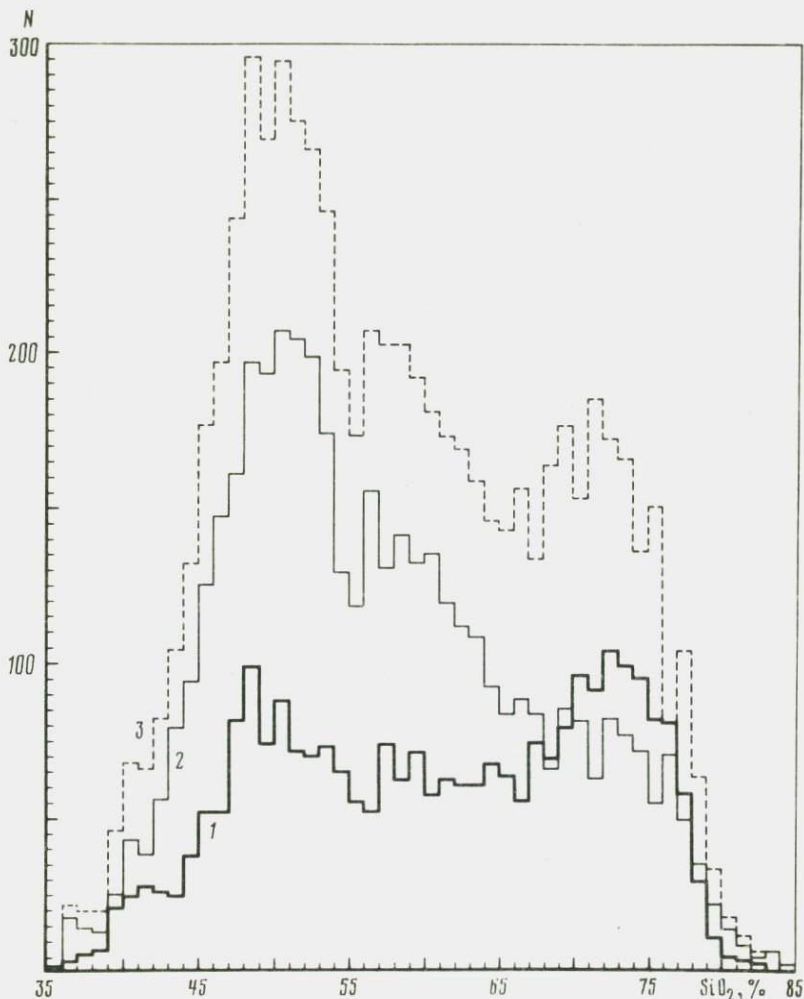


Рис. 15. Распределение эффузивных (4392 анализа) и интрузивных (2624 анализа) пород по содержанию SiO₂. Из [146]

1 — интрузивы; 2 — эффузивы; 3 — магматиты в целом; N — число анализов

На рисунках 15–17 показаны результаты простейшей статистической обработки данных химических анализов интрузивных и эффузивных пород. Траппы отнесены к эффузивным породам в связи с их тесной ассоциацией с базальтами. Рисунок 15 представляет простейшую гистограмму, построенную по содержанию кремнезема, и повторяет известную кривую Ричардсона и Снисби [135], несколько детализируя ее. Кроме двух главных максимумов частот — габбро-базальтового и гранит-липаритового (точнее, гранитоид-липаритоидного), намечаются менее отчетливые неслучайные максимумы, отвечающие сухим гранитам и липаритам (75–76% кремнезема), водным гранитам (72–73%), адамеллитам и деллени-

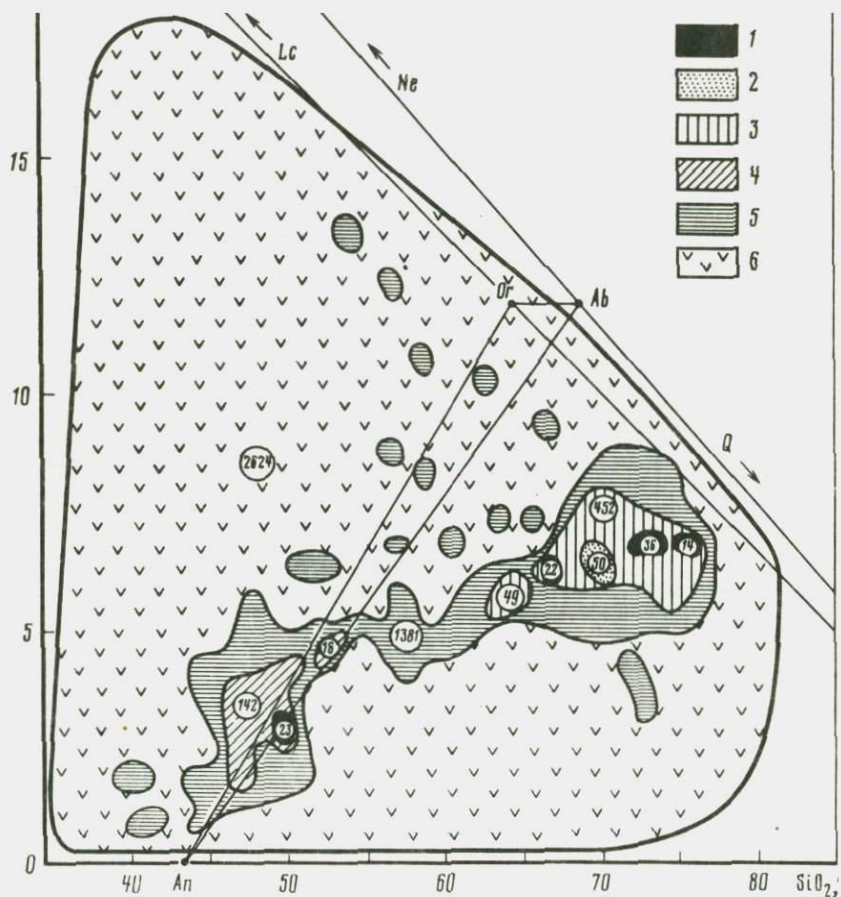


Рис. 16. Распределение интрузивных горных пород (2624 химических анализа) по содержанию SiO_2 и $\text{Na}_2\text{O}'$ (%). Из [146]

Плотность числа анализов на 1% $\text{SiO}_2 \times 1\% \text{Na}_2\text{O}'$. 1 - > 40; 2 - 30-40; 3 - 20-30; 4 - 10-20; 5 - < 10 $\text{Na}_2\text{O}' = \text{Na}_2\text{O} + 0,7\text{K}_2\text{O}$. В кружках - число анализов

там (69-71%), кварцевым диоритам (57-60%), андезитами (56-60). Неслучайности второстепенных максимумов говорит совпадение некоторых из них в эффузивных и интрузивных фациях изверженных пород. В то же время намечается и различие между этими двумя классами магматов: эффузивы в первом приближении дают одномодальную асимметричную кривую распределения с базальтовым максимумом частот, интрузивы - бимодальную с габбровым и гранитовым максимумами. Несколько смещены по содержанию кремнезема базальтовый и габбровый ма-

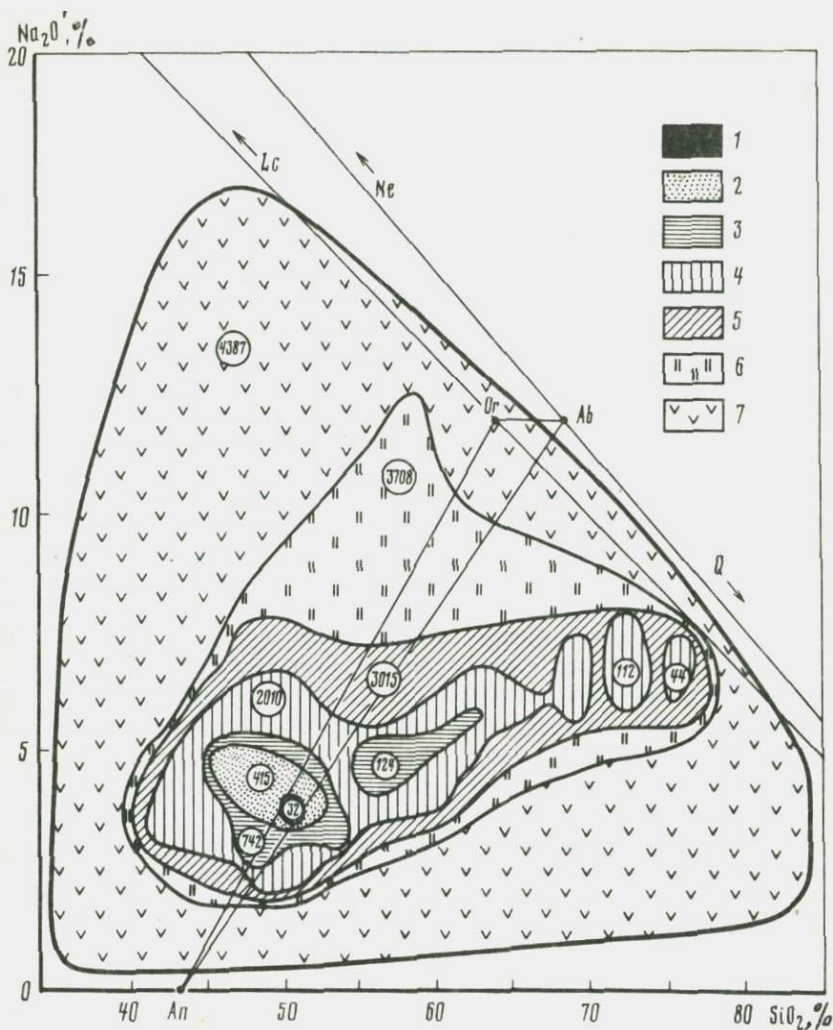


Рис. 17. Распределение эффузивных горных пород (4387 химических анализов) по содержанию SiO_2 и Na_2O (0). Из [197]

Плотность анализов на 1% $\text{SiO}_2 \times 1\% \text{Na}_2\text{O}$: 1 - > 60; 2 - 40-60; 3 - 30-40; 4 - 20-30; 5 - 10-20; 6 - 5-10; 7 - < 5

мумы — 50–51% в первом случае и 48–49% — во втором, что и следовало ожидать. Очень существенно, что среди эффузивов липаритоидный максимум почти не выражен, в то же время андезитовый намечается довольно отчетливо. Таким образом, эффузивы в глобальном масштабе дают два максимума частот: главный — базальтовый и второстепенный — андезитовый (точнее, андезито-базальт-андезитовый) и постепенно затухающие частоты по мере увеличения кислотности с нечетко выраженными максимумами третьего порядка. Базальтовый максимум отвечает платформен-

ным ассоциациям, андезито-базальтовый — орогенным (островодужным). Типичный пример — эффузивы Курило-Камчатской провинции.

Двухмерное распределение химических анализов в координатах $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O}$ показывает примерно одинаковую картину для эффузивов и интрузивов с некоторыми отличиями в каждой из этих групп (см. рис. 16, 17): точки наиболее распространенных пород группируются около линии, соединяющей составы базальтов (габбро) и липаритов (гранитов), подтверждая аналогичность химического состава интрузивов и эффузивов.

В интрузивных породах отчетливо намечаются два раздува изолиний равных частот: габбровый и особенно четко — гранитный. Вне рассмотренных сгущений составы магматитов распределены довольно равномерно. Некоторые сгущения намечаются в интрузивах на линии гранит—сиенит—нефелиновый сиенит. Обе диаграммы наглядно показывают сосредоточение большей части магматитов вдоль главной известково-щелочной серии, связывающей составы базитов и липаритов в эффузивных и интрузивных фациях. Естественно, что эта область и послужила основой для установления главных закономерностей состава магматитов, которые в дальнейшем нередко распространяли на магматиты в целом, что приводило и приводит к ошибкам.

Можно считать, что большая часть магматитов (вероятно, не менее 80—90%) сосредоточена вдоль линии базальт-липартит (габбро—гранит). На концах этой линии изоденсы оконтуривают раздувы, фиксирующие рассеивание составов пород около габбро—базальтов и гранитов—липартитов. В интрузивах оба раздува выражены одинаково, в эффузивах липартитовый раздув выражен слабо. В одномерном распределении эти раздувы не выявляются.

Двухмерное распределение выявляет и второстепенные сгущения лучше, чем одномерное. В интрузивах выделяются максимумы, отвечающие сухим гранитам вулканических ассоциаций, водным глубинным гранитам, адамеллитам, гранодиоритам. В эффузивах — липартитам, делленитам, андезитами—андезито-базальтам. В интрузивах намечаются сгущения вдоль линии гранит—сиенит—нефелиновый сиенит.

В целом диаграммы распределения (двухмерные и одномерные) дают четкую картину преобладающих составов магматитов. Классификации со времен Розенбуша охватывают всю область составов магматитов за пределами рассмотренных сгущений. Ясно, что значение классификационных подразделений далеко неравноценно для отдельных участков области составов магматитов, ограниченных линией нефелин—альбит—кремнезем с одной стороны, осью кремнезема — с другой и ординатой около 35% кремнезема — с третьей.

КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ХИМИЧЕСКИЕ КЛАССИФИКАЦИИ

Для количественной химической классификации можно взять весовые проценты важнейших простых или объединенных окислов, нормативный состав или производные от него обобщенные величины. Рассмотрим сначала одномерные классификации, основанные на весовом содержании какого-то одного компонента.

Естественно из окислов взять в первую очередь кремнезем, как самый

распространенный, количество которого колеблется в эвмагматитах от 30 до 80% (если не считать карбонатов). Кремнезем играет в природных расплавах, так же как и в металлургических шлаках, роль кислотного компонента и обладает способностью соединяться с основаниями в виде силикатов, которые, как известно, подразделяются на насыщенные и ненасыщенные. Первые могут сосуществовать равновесно со свободным кремнеземом (кварцем, тридимитом), вторые — нет. К первым относятся полевые шпаты (альбит — 69% кремнезема, анортит — 43, ортоклаз — 64, метасиликаты — пироксены — 50—60, амфиболы — 40—50, биотиты — 40, фаялит — 30), ко вторым — оливины (форстерит — 43%, нефелин — 42, лейцит — 55). Предельное содержание кремнезема в бескварцевых породах возможно теоретически в чисто альбитовых разностях (69%), в природе не существующих. При наиболее распространенном соотношении альбита и ортоклаза 2:1 содержание кремнезема в щелочных полевых шпатах составит 67%, а если учесть как минимальную примесь анортита ~5%, то 66%, а примесь фемических минералов 5%, то не более 50—65%. Таково максимальное содержание кремнезема в реальных бескварцевых породах. При большем содержании кремнезема обязательно появляется избыточный кремнезем в виде кварца. Поэтому 65% кремнезема — естественная граница для пород, содержащих свободный кремнезем в виде кварца, которые принято называть кислыми. Надо сказать, что при определенном соотношении компонентов свободный кремнезем может появиться и при меньшем содержании его в породе. Таким образом, 65% кремнезема — это максимальное содержание, при котором возможно отсутствие кварца. Для этого необходимо, чтобы породы были предельно бедны анортитом, наиболее бедным из полевых шпатов кремнеземом, т.е. состояли в основном из щелочных полевых шпатов (сиениты, трахиты). Минимальное содержание кремнезема, при котором возможно появление кварца, близко к 50%. Из этого следует, что само по себе содержание кремнезема еще не определяет количества кварца, т.е. степени пересыщенности пород этим окислом. Вторым фактором, определяющим эту степень, является содержание щелочей — окислов калия и натрия, от которых зависит количество в породе щелочных полевых шпатов, связывающих наибольшее количество кремнезема.

Если полевые шпаты представлены андезином с 40% анортита, что соответствует 59% кремнезема, фемические минералы — пироксеном с 50% этого окисла и составляют половину по отношению к плагиоклазу, что соответствует примерно котектике, и если аксессуарный титаномagnetит составляет ~5% по отношению к силикатам, то содержание кремнезема в этой смеси составит 53%. При таком составе и соотношениях минералов 60% кремнезема обусловят появление 15% кварца, что отвечает типичному андезиту и его полнокристаллическому аналогу — кварцевому диориту. При 65% кремнезема и аналогичном составе минералов количество кварца составит 26%, а если учесть некоторое уменьшение основности полевых шпатов, связанное с увеличением содержания кремнезема, и уменьшение содержания титана в магнетите, то количество кварца несколько снизится: до 22—24%. Таким образом, при 65% кремнезема магматиты могут быть, с одной стороны, лишены кварца, с другой — содержать его > 20%. Таково в пределе влияние щелочности полевых шпатов.

Из сказанного следует, что формальное подразделение магматитов по содержанию кремнезема само по себе особого смысла не имеет, оно приобретает его только при учете наряду с кремнеземом других компонентов, прежде всего щелочей. Принятое в петрографии с прошлого столетия деление магматитов по содержанию кремнезема на кислые ($> 65\%$) средние ($52-65\%$), основные ($45-52\%$) и ультраосновные ($< 45\%$) имеет смысл только для определенного ряда магматитов, правда, наиболее распространенных с определенными соотношениями других компонентов. Этот ряд отвечает вариациям состава от нормальных базальтов до липаритов, а также от базальтов в сторону ультрабазитов, а именно перидотитов. Условность этого деления видна не только на примерах богатых кремнеземом пород, которые были рассмотрены выше, но и бедных им, но богатых основаниями. Как мы уже отмечали, в базальтах и габбро главные составляющие их минералы — плагиоклазы и пироксены — содержат примерно одинаковое количество кремнезема — $\sim 50\%$. Поэтому любые вариации количественных соотношений этих минералов от чистых пироксенитов до лабрадоритов, состоящих из одного плагиоклаза, не скажутся на содержании кремнезема в породе. Содержание кремнезема для целей классификации здесь явно не пригодно. Но если взять нормальное мезократовое габбро или базальт с котектическими соотношениями плагиоклаза и пироксена, то по мере увеличения содержания анортита в плагиоклазе содержание кремнезема в нем, а следовательно, и в породе будет закономерно падать. Можно добавить, что параллельно с этим обычно увеличивается и количество оливина. Поэтому в ряду нормальных габбро содержание кремнезема может служить индикатором общего состава, но при соблюдении указанных выше условий.

В то же время падение содержания кремнезема может быть вызвано и другими факторами, например увеличением содержания титаномагнетита. Рудные габбро, например габбро Волковского месторождения вкрапленных медно-титано-магнетитовых руд на Среднем Урале, содержат $< 40\%$ кремнезема, хотя количество плагиоклаза в нем достаточно велико и составляет $\sim 50\%$.

Приведенные примеры показывают необходимость осторожности при использовании данных по содержанию кремнезема в качестве классификационного признака.

Сказанное — лишняя иллюстрация бивариантности состава эвмагматитов, состав которых поэтому может классифицироваться только в двух координатах. Второй координатой (наряду с кремнеземом), наиболее сильно влияющей на минеральный состав, является содержание щелочей. Естественно выбрать кремнезем и сумму щелочей как основу для двухмерной классификации магматитов. Для приблизительной ориентировки можно исходить из приведенных выше количественных соотношений содержаний кремнезема и щелочей, разделяющих кварцевые и бескварцевые породы. При 65% кремнезема содержание щелочей близко к таковому в щелочных полевых шпатах — альбите (12% окиси натрия) и ортоклазе (16% окиси калия); когда присутствуют оба вида полевых шпатов, можно пользоваться для удобства приведенной суммой щелочей, выраженной через окись натрия. При 50% кремнезема содержание щелочей соответствует $\sim 3\%$: смеси равных количеств основного плагиоклаза (6% окиси

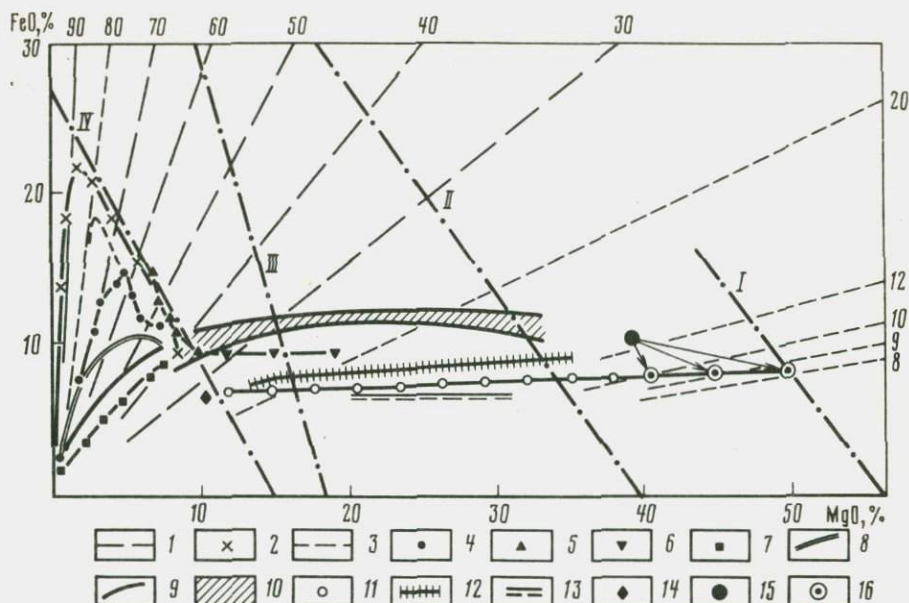


Рис. 18. Диаграмма химических составов магматитов в координатах MgO-FeO'

1 — равная железистость пород; 2-6 — платформенные толеиты; 2 — Скергард [64], 3 — Карру, Южн. Африка [61], 4 — вулкан Тингмули, Исландия [106], 5 — океанические толеиты, рейс 37-й и 61-й Челленджера, 6 — то же, кумулятивные фации [110, 139]; 7 — орогенная вулканоплутоническая серия Каскадных гор, США [58], 8-9 — эвгеосинклинальные вулканические серии, Южн. Урал [70]: 8 — контрастная толеитовая D₂, 9 — непрерывные базальт-андезит-дацитовые серии D₂-D₃; 10 — серии пикрит-базальт Камчатки и Карелии [44]; 11 — глубинные ксенолиты, гранатые шпинелевые фации в щелочных базальтоидах [9]; 12 — пикриты Кипра [44]; 13 — коматиты Южной Африки [44]; 14 — офиолитовые диопсидовые габбро Кемпирсайского альпинотипного комплекса, Южн. Урал; 15 — неистощенный гранатовый перидот из глубинного включения, Лесото, Южн. Африка [22]

I — дуниты (99% оливина + 1% хромшпинелида); II — ортопироксен (энстатит-ферросилит); III — клинопироксен (диопсид-геденбергит); IV — пироксен-плаггиоклазовая котектика (MgO + 0,55 FeO' = 15%)

натрия) и пироксенов, практически не содержащих щелочей; при 60% плаггиоклаза в смеси эта величина увеличится до 3,6%. Округленно можно взять величину 3,5%. Между этими крайними пределами зависимость между содержаниями кремнезема и щелочей в эвмагматитах (мезокотектоидах) в пограничных составах, разделяющих кварцевые и бескварцевые разности, в первом приближении можно считать линейной. Так, при 8% суммы щелочей содержание кремнезема составит 56,5%, при 5,5 — 54% и т.д. На диаграмме (см. рис. 12) эти составы изображены в виде прямой линии, разделяющей кварцевые и бескварцевые эвмагматиты. Из других компонентов можно использовать окислы железа, титана, магния, щелочей, кальция.

В породах, богатых магнием и железом, полезны двумерные классификации в координатах магний-железо, магний-титан, в меньшей мере — железо-титан (рис. 18-20).

В координатах магний-титан хорошо отделяются области составов

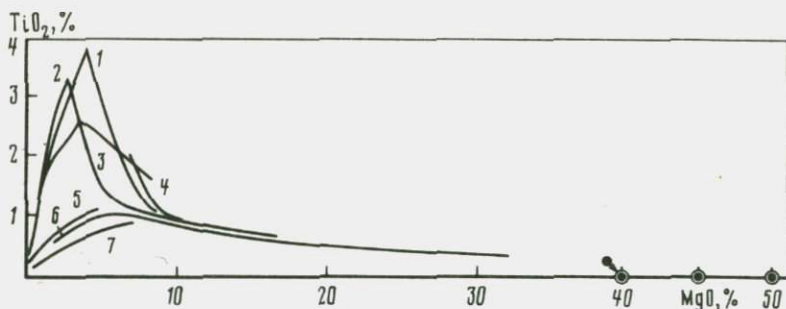


Рис. 19. Диаграмма $MgO-TiO_2$ для магматитов нормального ряда. Условные обозначения и литературные ссылки см. на рис. 18

Серии магматитов: 1 - Тингмули, Исландия; 2 - Карру (Южн. Африка) уралье [20]; 3 - Скергаард; 4 - океанические толеиты; 5 - эвгеосинклинал контрастная липарит-базальтовая D_2 , Южн. Урал; 6 - базальт-пикрит; 7 - орная вулcano-плутоническая Каскадных гор, США

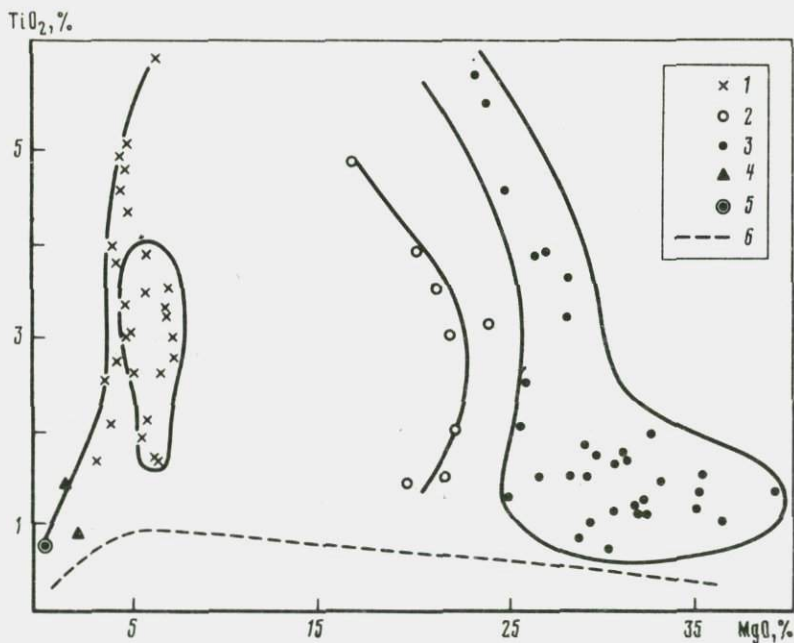


Рис. 20. Диаграмма $MgO-TiO_2$ для основных и ультраосновных щелочных вулканов 1 - афировые эффузивы Меймеча-Котуйского района [6] и Урала [50]; 2 порфирные эффузивы; 2 - щелочные пикритовые порфириты и меймечиты 3 - кимберлиты северной части Сибирской платформы [4]; 4 - щелочные и мальевые андезиты; 5 - трахиты; 6 - известково-щелочные пикритовые и базальтовые порфириты

щелочно-оливин-базальтовой группы от кимберлитов и меймечитов и до щелочных базальтов и нормально-базальтовой группы от базальтов до пикритовых порфиритов и пикритов. Внутри последней также хорошо выделяются моновариантные серии афировых базальтов с обратной зависимостью содержаний титана и магния и порфировых базальтов орогенных стадий с отсутствием такой зависимости, с выдержанным содержанием титана, независимо от колебаний содержания магния от десятых долей процента до 10–20%. Эти зависимости находят простое физико-химическое объяснение в различном поведении железа, обусловленном режимом кислорода, что подробнее рассмотрено нами особо. Хорошо выделяются реситовые ультрабазиты с минимальным содержанием титана, почти не содержащие его (сотые доли процента двуокиси). Полезна также плоскость магний–железо, применяемая сейчас многими петрографами, на которой хорошо расчленяются породы ряда базальт–ультрабазиты, ибо содержание магния в них колеблется примерно в десять раз, кремнезема – только на 10–20%.

Во многих случаях полезны диаграммы в координатах $\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}$, $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$, $\text{CaO}-\text{Na}_2\text{O}$, $\text{CaO}-\text{FeO}$ и т.д., которые могут быть использованы для выявления бивариантных серий, если мы выбираем определенные интервалы по содержаниям других компонентов, например кремнезема. Тогда мы получаем плоские сечения многомерного пространства в определенных интервалах в проекции на плоскость двух каких-то координат как основу для проведения изолиний содержания третьего компонента.

Мы рассмотрели возможные и наиболее важные одномерные классификации, основанные на весовых процентах окислов. Как мы неоднократно подчеркивали, одномерные классификации применимы только для моновариантных серий магматитов, в которых содержания всех компонентов – функция содержаний любого одного из них, естественно, в рамках определенной дисперсии составов, обусловленной отклонением от идеальной моновариантности. Самый лучший пример – классификация по содержанию кремнезема. Следующая ступень приближения к более широкому закономерностям состава – двухмерные классификации, основанные на существовании бивариантных серий, в которых содержания когерентных компонентов – функция содержаний двух из них. Моновариантные серии являются частным случаем бивариантных и заключаются внутри них. Как мы отмечали, главная бивариантная серия охватывает большую часть эвмагматитов в рамках составов базальт–липарит–трахит–фонолит и их полнокристаллических аналогов и близка по составу к расплавам, сосуществующим в момент генерации с мафическими силикатами и полевыми шпатами при низких давлениях в почти сухих условиях, т.е. котектическим. Эти породы давно – еще в прошлом столетии – были выделены как мезократовые, что дало нам основание назвать их мезокотектоиды. Они хорошо классифицируются на двухмерной основе. В весовых процентах окислов наилучшей является координатная плоскость кремнезем – сумма щелочей (см. рис. 12). Содержания других компонентов изображаются на ней в виде системы изолиний. Эта система для FeO' показана на рис. 13, 14. Плоскость может быть применена для классификации любых магматитов, как это часто делается, но тогда в одной точке могут проектироваться составы совершенно различных пород, так как одноз-

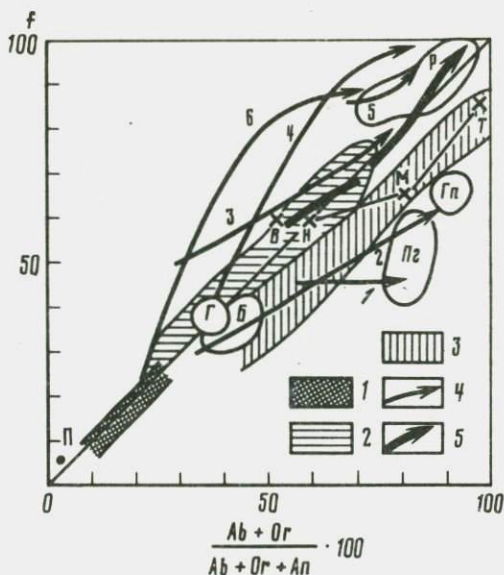


Рис. 21. Соотношение щелочности и железистости в различных типах и сериях магматитов

1 — ультраосновные кумуляты стратиформных массивов; 2 — толеитовые базальты, преимущественно афировые и их долеритовые фации. Платформенные ассоциации. 3 — непрерывные серии от порфировых базальтов через андезиты и дациты до липаритов. Орогенные ассоциации. 4 — отдельные серии: 1 — Опдаль-Инсет габбро-норит-гранодиорит-плаггиогранит (трондъемит) [115], 2 — габбро-плаггиогранит, Магнитогорский район Южного Урала [68], 3 — габбро-плаггиогранит, Нижне-Тагильский массив, Средний Урал [41], 4 — габбро-ферродиорит, Скергард [64], 5 — феррогранофиры, там же, 6 — известковое габбро-плаггиогранит, Нижне-Тагильский массив [41]; 5 — серия базальт-гавайит-муджиерит-щелочной липарит, Исландия [106]; В-Н-М-Т — серия базальт-гавайит-муджиерит-щелочной трахит, Гавайи [107]; Г — закаленные габбро стратиформных интрузий [67]; Б — океанические базальты срединно-океанических хребтов и поднятий [107]; Р — рапакиви [11]; П — пикрит, Скергард [64]; Гп — глубинные водные граниты [68]; Пг — анатектические плаггиограниты

начная зависимость между содержаниями щелочей, кремнезема и третьего компонента исчезает. Особенно это касается щелочных базальтоидов, обогащенных обычно мафическими компонентами при том же составе силической части, как это давно отмечено многими исследователями [16, 23].

К двумерным классификациям, построенным на весовых процентах компонентов, относится широко распространенный метод изображения составов в треугольнике железо-магний-сумма щелочей. При этом способе независимы любые два отношения между указанными тремя компонентами. Эти отношения могут быть с таким же успехом изображены в прямоугольной системе координат. В данном случае метод позволяет разделять области составов с различной зависимостью железистости от их щелочности. Эту зависимость можно изобразить и более строго, как мы это сделали, в координатах щелочность-железистость (рис. 22–25), ибо в треугольнике щелочность фигурирует лишь косвенно, ее значение определить нельзя.

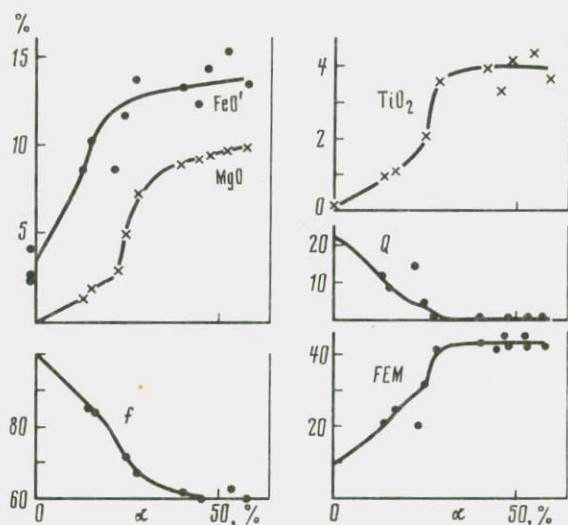


Рис. 22. Основные характеристики химического состава базальт-щелочно-трахит-липаритовой серии Гавайских вулканов [107] как функция щелочности-известковистости (α)

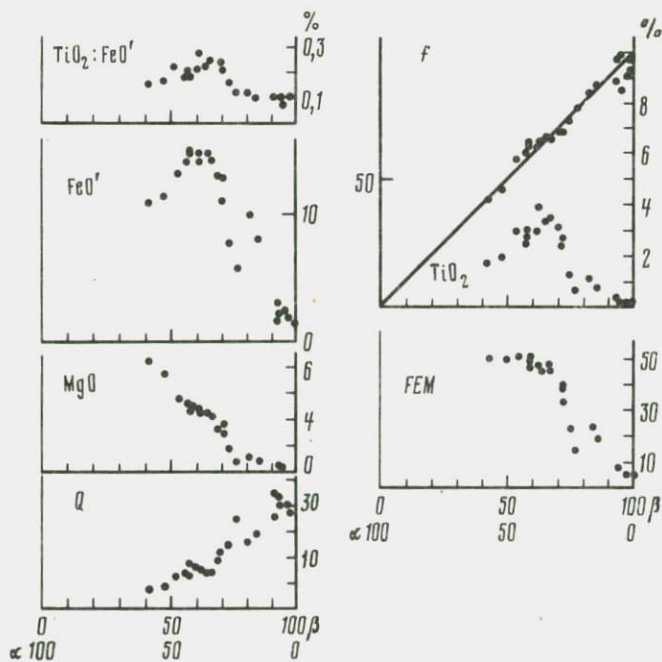


Рис. 23. Основные характеристики химического состава базальт-липаритовой серии Исландии по Кармайклу [106] как функция щелочности (β) - известковистости (α)

Одномерные, двухмерные и более сложные классификации возможны и на основе величин, производных от весовых процентов окислов. В принципе эти классификации являются трансформированными в новой системе координат классификациями в весовых процентах окислов. Рассмотрим сначала одномерные классификации. Наиболее важно деление по соотношению кремнезема и оснований, предложенное Шендом [137], на насыщенные, недосыщенные и пересыщенные кремнеземом породы. Первые состоят из насыщенных кремнеземом силикатов, не содержат кварца, фельшпатоидов, оливина; вторые содержат указанные ненасыщенные силикаты и третьи — избыточный кремнезем в виде кварца. Подсчет степени пересыщенности или недосыщенности кремнеземом на основе отношений главных породообразующих окислов содержит обычно элемент неопределенности, обусловленный гетероморфизмом. Наиболее важна неопределенность, связанная с переменным соотношением рудного, точнее, магнетитового и силикатного железа при одном и том же общем содержании окиси и закиси, а тем более при одном и том же содержании валового железа. Формально возможны два крайних случая, которые в природе не наблюдаются: окисное железо целиком входит либо в силикаты, либо в магнетит (в соединении с эквивалентным количеством закисного). Первый предельный случай принимается при пересчетах по методу А.Н. Заварицкого, второй — при расчете "нормы" по американскому способу.

Разница между способами А.Н. Заварицкого и CIPW составляет $60 \cdot 3\text{Fe}_2\text{O}_3$ или $180/162 \text{Fe}_2\text{O}_3 = 1,1 \text{Fe}_2\text{O}_3$ (в весовых процентах). В наиболее богатых железом эффузивных горных породах — базальтах содержание окиси железа колеблется от долей процента до 6%. Соответственно разница между количествами свободного кремнезема, подсчитанными по двум способам, может достигать 7,5%. Чаще всего она не превышает 4–5%. Доля силикатного окисного железа также колеблется довольно значительно: в некоторых базальтах, бедных магнетитом и железом, она больше половины, в других составляет 30–40%. Поэтому наиболее близко к истинному среднее арифметическое между количествами свободного кремнезема, подсчитанными по двум указанным методам. В этом случае ошибка, связанная с железом, не превысит 3–4%, а чаще бывает значительно ниже. Наиболее точной является величина, подсчитанная на основе действительного содержания магнетита в породе, которое может быть определено магнитными методами в любых, даже самых тонкозернистых, породах.

Недосыщенные кремнеземом породы в зависимости от присутствия нормативного нефелина подразделяются на два типа. В базальтах это будут оливиновые толеитовые и щелочно-оливин-базальтовые разновидности. Дискриминантная функция в этом случае имеет вид: $D = 5,85 \text{K}_2\text{O} + 8,87 \text{Na}_2\text{O} + 2,86 \text{CaO} + 1,12 \text{MgO} + 0,69 \text{FeO} + 0,49 \text{Al}_2\text{O}_3 - 1,67 \text{SiO}_2 - 0,75 \text{TiO}_2 - 0,63 \text{Fe}_2\text{O}_3$, при D больше нуля появляется нормативный нефелин. D — это весовой процент нормативного нефелина в породах, недосыщенных глиноземом.

Подразделение магматитов по содержанию нормативного кварца ближе к реальным составам пород, чем по содержанию кремнезема, и может быть положено в основу классификации с гораздо меньшей долей условностей

и оговорок. С этой точки зрения в соответствии с Шендом можно выделить близкие к насыщенным магматиты с колебаниями содержаний нормативного кварца и оливина — его антипода или абсолютных значений коэффициента Q Заварицкого от 0 до 5. Это — серия базальт—трахит или габбро-сиенит, разделяющая всю область магматитов на две крутейшие части — пере- и недосыщенных кремнеземом. Среди пересыщенных кремнеземом магматитов, как мы отмечали, на основе содержания кварца можно выделить предельную группу гранита-липарита, в которой оно варьирует в зависимости от степени известковистости от 30—35 до 40—50%, и промежуточные группы, подразделяемые далее по известковистости и другим параметрам: отношению калия к натрию и железистости. Границы по содержанию кварца среди промежуточных групп условны и рассмотрены нами особо. По-видимому, деление по содержанию кварца можно рассматривать как деление первого порядка, хотя это мнение разделяется далеко не всеми петрографами. Нам оно представляется наиболее логичным, хотя и противоречащим многим сложившимся представлениям. Другого последовательного варианта классификации пересыщенных кремнеземом магматитов мы не видим.

Среди недосыщенных кремнеземом магматитов основанием для количественной классификации могут быть количества оливина, гиперстена и нефелина. Процент гиперстена зависит еще от степени пересыщенности магнием и железом и поэтому должен оцениваться не в абсолютном выражении, а относительно по отношению к избытку магния и железа над мафическим кальцием, т.е. примерно по отношению к его сумме с оливином. При отсутствии этого избытка нефелин появляется теоретически при малейшей недосыщенности пород кремнеземом, при минимальном (в абсолютном смысле) отрицательном значении Q Заварицкого.

Вторая, не менее важная, чем отношение кремнезема и оснований, величина — соотношение щелочей, глинозема и извести, которая также может быть положена в основу одномерной классификации, формально и по существу не зависимой от только что рассмотренной. В недосыщенных глиноземом породах, которые преобладают среди магматитов, это соотношение характеризует щелочность — известковистость пород, вторую важнейшую характеристику магматитов. В нормативном составе это количество анортита или его антипода — эгирина, в форме отношения моле-

кулярных количеств окислов — величин $\frac{Al_2O_3 - R_2O}{Al_2O_3 + R_2O}$, $\frac{2R_2O}{Al_2O_3 + R_2O}$ и

$\frac{R_2O}{Al_2O_3}$. В пересыщенных глиноземом породах первая величина выражается

в виде дроби $\frac{CaO}{CaO + R_2O}$. Величины эти мы уже рассматривали. Известко-

вистость (α) теоретически может меняться от нуля до единицы (или 100%). Фактически она в высокоизвестковистых породах достигает 90% (битовитовые и анортитовые базальты и габбро), снижаясь до нуля в субщелочных и становясь отрицательной в агапитовых разностях.

Щелочность — дополнение к известковистости до 100% — может меняться

от нуля (фактически примерно от 10%) до 100% и выше в агпаитовых разностях. Щелочность поэтому удобнее, чем известковистость, тем более что она коррелируется с железистостью. Если щелочность > 100%, то она

связана с коэффициентом агпаитности K_a простым уравнением: $\beta = \frac{2K_a}{1+K_a}$.

Например, если коэффициент агпаитности равен 1,5, то щелочность составит $\frac{3}{1+1,5} = \frac{3}{2,5} = 120\%$. При таком понимании щелочности отпадает необходимость в особом коэффициенте агпаитности.

Как известно, по величине щелочности выделяются прежде всего две главные группы пород: агпаитовые (щелочность > 100%) и плюмазитовые (щелочность < 100%). Естественно, так же как и в подразделениях по степени пересыщенности кремнеземом, выделить породы с щелочностью, близкой к 100%, например заключающейся в пределах 95–105%, назвав их субщелочными. Некоторые петрографы, например Розенбуш, Ноккольдс, породы с щелочностью, близкой к 100%, называют собственно щелочными, а агпаитовые — сверх- или ультращелочными. Номенклатура здесь — вопрос договоренности. В последнее время щелочными называют чаще всего агпаитовые породы. Пограничное значение щелочности 105% отвечает коэффициенту агпаитности 1,1.

Возможен и другой подход — любые породы с щелочностью выше 100% и коэффициентом агпаитности выше единицы называть собственно щелочными, а с щелочностью 95–100% и коэффициентом агпаитности 0,9–1 — субщелочными. Так как появление эгирина хотя бы в небольших количествах уже фиксирует скачок к новому типу пород, такой подход имеет свои основания.

Дальнейшее подразделение пород (хотя в определенной мере условно) логично проводить на группы, соответствующие делению плагиоклазов, т.е. с известковистостью < 10%, от 10 до 30, от 30 до 50, от 50 до 70, от 70 до 90 и выше 90%.

Таким образом, в основу химической классификации можно положить деление по двум формально и физико-химически независимым параметрам: относительным кремнеземистости и щелочности — известковистости. В системе Заварицкого это будет деление по величинам $a:c$ или $c:(a+c)$ и Q , в американской системе — по $An: An + Ab + Or$, или $Or + Ab: Or + Ab + An$

и Q , в молекулярных количествах окислов — по величинам $\frac{Al_2O_3 - R_2O}{Al_2O_3 + R_2O}$

или $\frac{2R_2O}{Al_2O_3 + R_2O}$ и величине избытка или недостатка кремнезема.

Сочетание указанных двух независимых параметров может составить основу двухмерной классификации. Формально перевести ее в систему координат кремнезем—сумма щелочей нельзя, но статистически, учитывая рассмотренные выше закономерности состава эвмагматитов, корреляцию количества мафических компонентов с составом силикатной части, с определенной степенью приближения, — можно. Строже классификация по

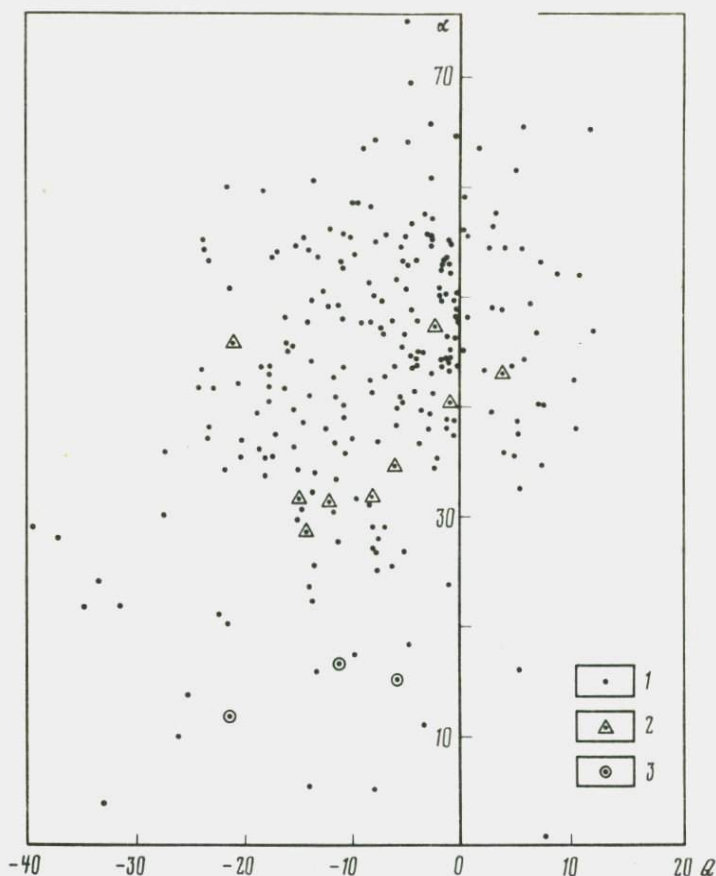


Рис. 24. Состав пород базальтовой группы в координатах $Q-\alpha$ [16]

1 — базальты; 2 — андезиновые базальты (гавайиты); 3 — олигоклазовые базальты (муджериты)

нормативным параметрам, проще — по весовым процентам окислов. Поэтому можно пользоваться той и другой, помня приближенность классификации по весовым процентам окислов. На рис. 12 и 24 приведены варианты одной и той же классификации в различных координатах.

Двухмерная классификация на основе сопоставления железистости и щелочности в какой-то мере дублирует уже упоминавшуюся классификацию по соотношению весовых процентов железа, магния и щелочей. Как видно на рис. 21, выделяются несколько областей составов с железистостью, равной щелочности, меньшей, чем щелочность, и более высокой. К первой относятся серии афировых базальтов платформ и океанического дна, ко второй — непрерывные серии порфировых базальтов (пироксен-плагиоклазовых порфиритов) — андезитов—липаритов—трахитов, к третьей — железистые дифференциаты расслоенных интрузий типа Скергаарда. К магматитам пониженной железистости относятся и плагиогранитоиды; особо пониженной железистостью отличаются анатектические граниты

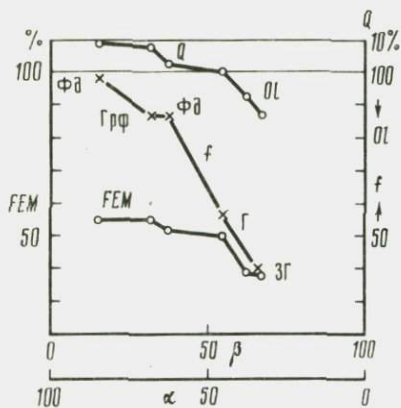


Рис. 25. Основные характеристики химического состава эвмагматов Скергагрдской интрузии как функция щелочности-известковистости [6]

Г - габбро, ЗГ - закаленное габбро, Фд - ферродиориты, Грф - граптофилы

и гранитоиды. Как видно, железистость связана обратной зависимостью со степенью водности.

Рассмотрим закономерные связи калий-натриевого отношения с общим составом эвмагматов, которые наглядно видно на рис. 26-27. В конкретных сериях, например в вулканитах Исландии, в главной известково-щелочной серии вулканитов и интрузивов, представленной североамериканскими "батолитами" и рядом базальт-андезит-дацит-риолит, варьирующих от базитов до ацидитов, отчетливо прослеживается прямая моновариантная зависимость этого отношения от щелочности и обратная - от известковистости. Однако в каждой серии эта зависимость выражается по-своему, фиксируясь определенным положением вариационной линии в треугольнике анортит-альбит-ортоклаз. Совокупность этих линий образует область составов магматов, ограниченную крайними линиями - наиболее натриевыми и наиболее калиевыми. За пределами этих крайних линий магматические составы отсутствуют. Поэтому не существует ни сугубо натриевых магматов, бедных анортитом, ни особо богатых калием. Все серии заканчиваются не только геометрически, но и реально в ходе эволюции магм в сторону наиболее легкоплавких составов, на моновариантной пограничной линии, фиксирующей кварц-двуполевошпатовую или просто двуполевошпатовую (плагиоклаз-калишпатовую) котектику или аналогичный температурный минимум в условиях неограниченной растворимости компонентов полевых шпатов. Составы, лежащие на этой пограничной предельной линии, подчиняются в соответствии с экспериментами обратной зависимости калий-натриевого отношения от щелочности-известковистости: в безанортитовых разностях оно отвечает температурному минимуму в системе альбит-ортоклаз (50-65% альбита) при 10% анортита в полевых шпатах, что близко к составу известковощелочных калий-натриевых гранитов мирового типа по Таттлу и Боуну [141]. Это отношение примерно равно в атомном выражении единице, что приблизительно соответствует равенству количеств ортоклаза и альбита в норме. Очень важно, что появление в котектике кварца мало влияет на положение линии, которая приобретает значение универсального предела для любых эвмагматов независимо от содержания в них кварца и, возможно, нефелина. На эту линию ложатся составы предельных, отвечающих

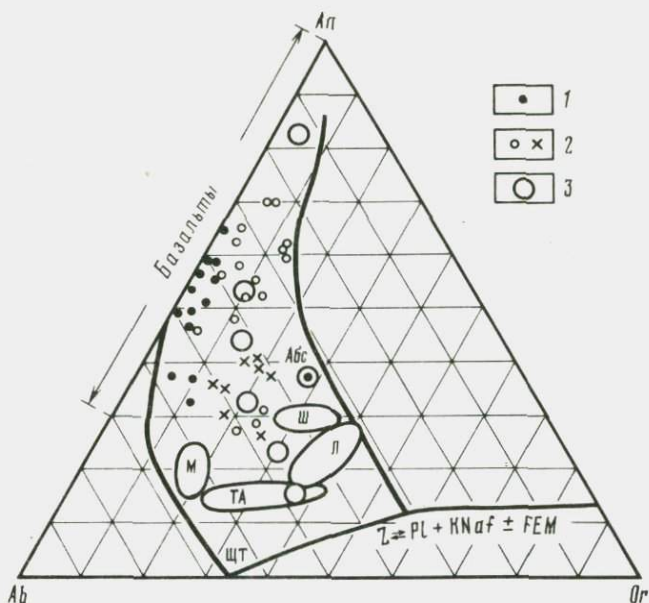


Рис. 26. Состав насыщенных кремнеземом эвмагматитов в проекции на плоскость $An-Ab-Or$

1 — океанические базальты, 2 — континентальные, 3 — наиболее распространенные составы насыщенных кремнеземом эффузивных пород [16]; ЩТ — щелочные трахиты, Т — известково-щелочные трахиты, М — муджириты, Л — латиты, Ш — шошониты, Абс — абсарокиты, ТА — трахиандезиты
Нижняя граница — двуполевошпатовая котектика

котектике кварц—два полевых шпата, гранитов и липаритов, аналогичных сиенитов и трахитов, промежуточных между ними пород (граносиенитов и липарито-трахитов) и даже нефелиновых сиенитов—фонолитов. Так, состав миаскита (биотитового микролин-олигоклазового нефелинового сиенита) совпадает в проекции на плоскость альбит—ортоклаз—анортит с составами сиенитов и нормальных гранитов, совпадают также составы щелочных трахитов, сиенитов, гранитов, липаритов, субаптитовых фонолитов и нефелиновых сиенитов.

Составы, обогащенные калием или натрием по сравнению с ограниченной крайними линиями областью, не могут быть магматическими; они всегда результат метаморфической дифференциации щелочей — альбитизации или калишпатизации. Как крайние продукты такой дифференциации известны трахиты, сиениты, граниты, липариты, почти лишенные либо калия, либо натрия.

Исключением являются редкие калиевые составы, отвечающие на котектике плагиоклаз—ортоклаз—кварц при высокой основности первого.

Положение вариационных моновариантных линий фиксирует характер зависимости калий-натриевого отношения от известковистости. Можно выделить натриевые и калиевые серии, наиболее обогащенные одним из щелочных металлов, калий-натриевые, с наиболее распространенным отношением между ними, и бесчисленное множество промежуточных. Положение линий

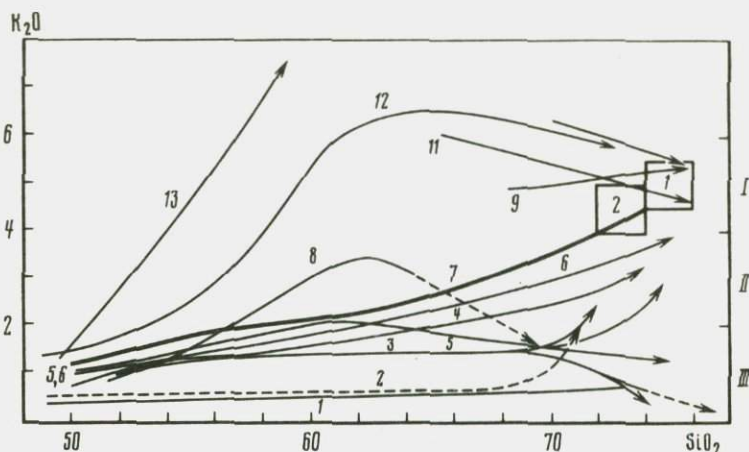


Рис. 27. Серия гранитоидов и их эффузивных аналогов в координатах SiO_2 - K_2O (вес.%)

Серии: 1 – лавы южной группы Курильских островов [100]; 2 – четвертичные лавы Японии [58]; 3 – третичные лавы Курильских островов [100]; 4 – четвертичные лавы Восточно-Камчатской зоны, северной группы Курильских островов, Каскадных гор [58, 100]; 5 – габбро-плагиогранитная серия Среднего Урала [41]; 6 – четвертичные лавы Исландии [106]; 7 – лавы Срединного хребта Камчатки [100], Охотский вулcano-плутонический пояс – эффузивы и интрузивы [63]; 8 – опдалит-трондемитовая серия Южной Норвегии [115]; 9 – липарит-базальтовая формация триаса, Зауралье, район оз. Кушмурун [20]; 10 – то же, район р. Течи; 11 – рапакиви Карелии [11]; 12 – Берген-Иотунская серия Норвегии – габбро-граносиенит-гранитная [115]; 13 – раннедевонские базальт-трахитовая и габбро-сиенитовая серии Тагильского прогиба на Среднем Урале

Квадратами обозначены области статистически модальных составов гранитов, производных бедных и богатых водой котектических магм. I – калий-натриевые; II – промежуточные; III – натриевые граниты (плагиограниты) [117]

определяется составом исходных основных магм, путями их эволюции и не обусловлено какими-то физико-химическими экстремумами.

Из сказанного ясно, что треугольник анортит–альбит–ортоклаз может служить универсальной основой для двухмерной классификации мезокотектоидов по величине калий-натриевого отношения и известковистости–щелочности. Вместо треугольника можно использовать прямоугольные координаты с осями щелочность и отношение калия или натрия к сумме щелочей в атомном (в случае окислов – молекулярном) выражении. Важно отметить, что в зависимости щелочность–железистость и щелочность–калий-натриевое отношение (см. рис. 22 и 27) самостоятельны и взаимно не коррелируются. Так, в проекции на треугольник анортит–альбит–ортоклаз вариационные линии вулканитов Исландии и Гавайских островов совпадают (см. рис. 27), характеризуясь предельно натриевым составом, тогда как на диаграмме щелочность–железистость (см. рис. 22) вулканиты Исландии при той же щелочности значительно более железисты; составы их ложатся на линию равенства щелочности–железистости, а составы Гавайских лав вплоть до щелочных трахитов значительно менее железисты.

Нам остается для полноты обзора классификаций, основанных на различных видах пересчетов химических анализов, остановиться кратко на параметрах, характеризующих меланократовость пород. В нормативной американской системе — это сумма мафических минералов, обозначаемая FEM и выражаемая в весовых процентах, в системе Заварицкого — это коэффициент b . Классификации, основанные на FEM или b , имеют смысл только в гиперкотектоидах, в которых мафические компоненты преобладают. Например, на плоскости FEM — щелочи можно разделить известково-щелочные и щелочные ультрамафиты и ультрабазиты.

Глава II

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ СИСТЕМАТИКИ

Рассмотренные закономерности, значительная часть которых наметилась в петрологии постепенно, начиная с ее зарождения, позволяют уточнить сложившуюся классификацию и названия пород без особой их ломки.

Прежде всего напрашивается деление всех магматитов на две главные группы, подход к классификации которых должен быть различным. В основе этого деления должна лежать меланократовость, характеризующаяся в химическом составе суммарным содержанием окислов магния и железа с учетом различия их молекулярных весов или величиной FEM в системе SPW , в модальном — цветным индексом. Учитывая, что статистически, начиная с базитов и кончая дунитами, содержание окислов железа довольно постоянно и близко большей частью к 10% FeO' , для примерной ориентировки можно взять содержание окиси магния.

На диаграмме $MgO - FeO'$ линии равного содержания феррических силикатов (рис. 18) выражаются уравнением $MgO + k FeO' = m$; m и k равны для оловина 0,81 и 57,1; для ортопироксена 0,55 и 40 и диоксид-геденбергита 0,64 и 18,5 (в мас.%). Содержание MgO в сухих эвтектиках этих феррических силикатов с плагиоклазом при нормальном давлении составляет 15,4; 16,0 и 10,7%. Состав реальных базитовых катектик лежит в пределах $MgO' = 12-15$.

Все магматиты естественно разбиваются на две группы — насыщенные феррическими силикатами по сравнению с котектиками с участием силикатных минералов (мезокотектоиды) и пересыщенные (кумуляты, рестины, гиперкотектоиды), или мезократовые и меланократовые. Границей между ними является содержание окиси магния 8—10%.

Из 8345 изверженных горных пород, представленных в сборнике химических анализов Вашингтона [146], 91,3% содержат < 10% окиси магния, 5% — от 10 до 15%, 1,4% — от 15 до 20% и 2,3% — свыше 20%. Среди эффузивных пород этим интервалам содержания окиси магния соответствуют 93,3; 5,4; 0,8 и 0,5%. Таким образом, 96% изверженных и почти 99% эффузивных пород содержат менее 15% окиси магния.

Распределение анализов по содержанию магния в изверженных и эффузивных породах иллюстрируется рис. 28.

Для классификации мезокотектоидов может быть использована силикатная основа в минеральной и химической формах, в частности двухмерная

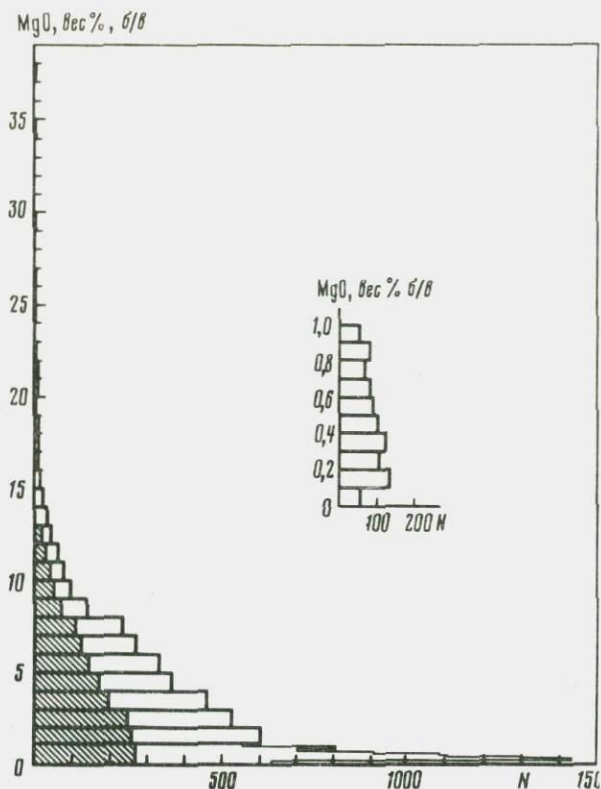


Рис. 28. Гистограмма содержаний MgO в изверженных породах по матрице химических анализов Вашингтона [146]

N — число анализов на 1% MgO; врезка — интервал от 0—1% MgO, 1 анализ на 1% MgO; заштриховано — эффузивные породы

классификация в координатах кремнезем — сумма щелочей $\text{Na}_2\text{O}'$).

Наиболее логична и строга классификация по степени насыщенности кремнеземом и известковистости или щелочности. Поше и ст равноценна классификация на основе суммы щелочей и кремнез

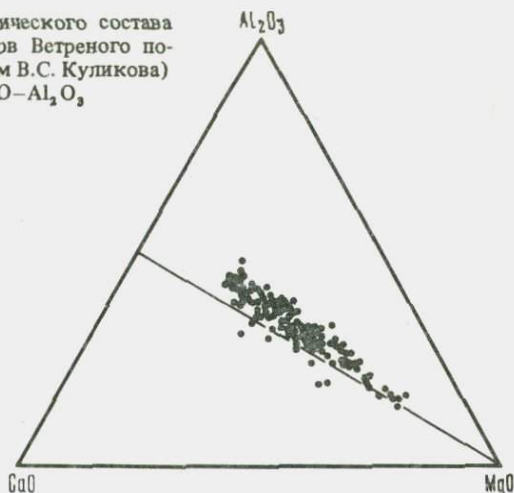
УЛЬТРАМАФИТЫ И МЕЛАНОЛИТЫ

Меланократовые породы должны подразделяться, во-первых, меланократовости, проще всего по содержанию окиси вторых, по принадлежности к нормальному или щелочному ряду

Строгое деление требует учета генезиса. Наиболее четко оно титах и первичных мантийных респитах, не осложненных по метасоматозом, в основном известково-кремнекислым с об клинопироксенитов.

В эвмагматитах и респитах нормального ряда замечаются е границы и разрыв между ними в интервале 32—38% окиси магн

Рис. 29. Вариации химического состава пикритовых порфиритов Ветреного пояса Карелии (по данным В.С. Куликова) в координатах $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$



основные лавы содержат обычно не более 30–35% окиси магния. Деление их по степени меланократовости условно и проблемы не представляет. В эффузивном варианте они представлены порфировыми фациями — пикритовыми порфиритами с фенокристаллами оливина, объем которых достигает 75% породы, основной массой, близкой по составу к базальтам, и мелкозернистыми пикритами. Это аналогично делению группы базальтов на собственно базальты и долериты (рис. 29).

Полнокристаллические аналоги этих пород представлены меланократовыми габброидами, обычно дифференцированными на месте кристаллизации благодаря большой разнице плотностей оливина и расплава.

Мантийные реститы нормального ряда представлены единой по химическому составу серией лерцолит—гарцбургит—дунит, являющейся результатом прогрессивного селективного плавления исходного субстрата верхней мантии, которым, по общему признанию, является гранатовый лерцолит с 38–40% окиси магния, с 3% извести и глинозема, с 10% FeO' , с незначительным переменным содержанием щелочей и титана.

Как мы отмечали, серии графически изображаются ломаной линией, состоящей из двух отрезков — лерцолитового и гарцбургит-дунитового. Первый характеризуется примесью до 10% первичного клинопироксена — глиноземистого диоксида, во втором первичные пироксены представлены только энстатитом, содержащим изначально до 3% извести, что свидетельствует о температурах формирования не ниже 1300 °С (рис. 30).

При охлаждении энстатита большая часть диоксида, растворенного в нем, выделяется в виде тонких вrostков или мелких зерен.

Излом вариационной линии на диаграмме объясняется исчезновением фазы клинопироксена и уменьшением числа главных фаз в ходе селективного плавления с трех до двух (оливин + энстатит).

Единая химически серия представлена тремя минеральными барофациями: гранатовой, шпинелевой и плагиоклазовой, наиболее четко проявляющимися в лерцолитах. В серии гарцбургит—дунит барофации почти или совсем не проявляются.

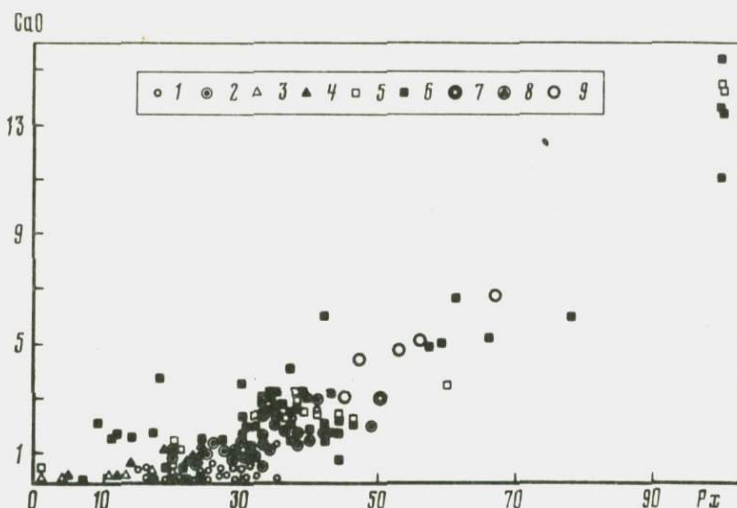


Рис. 30. Содержание CaO и нормативного пироксена в породах ряда гарцбургит–лерцолит–вебстерит (вес.%)

1 – гарцбургиты; 2 – лерцолиты массива Южн. Крака (Южн. Урал); гарцбургиты Кемпирсайского массива; 3 – серпентинизированные, 4 – несерпентинизированные, 5 – высокотемпературные перидотиты корневых зон [26, 48]; 6 – лерцолиты из включений в щелочных базальтах [10, 9]; 7 – пиролит [48]; 8 – состав верхней мантии [26]; 9 – коматиты [48]. По оси абсцисс – нормативное содержание пироксена

Гранатовые лерцолиты в основном встречаются в глубинных ксенолитах как фрагменты верхней мантии, редко как интрузивные тела в породах земной коры. Плаггиоклазовые фации характерны для альпинотипных ультрамафитов верхних частей земной коры. В ряде мест (Япония, Урал) отмечены переходы от плаггиоклазовых лерцолитов к бесплаггиоклазовым, аналогичным по химическому составу, что может трактоваться как результат разгрузки.

Наряду с барофациями и степенями давления в ходе формирования ультрамафитов устанавливаются температурные стадии. По-видимому, в момент формирования в результате селективного плавления гарцбургиты не содержали шпинелидовой фазы, которая была целиком растворена в пироксенах. Об этом свидетельствует тесная ассоциация хромшпинелида с энстатитом, структура ранних пироксенов с выделениями хромшпинелидов, ксеноморфная форма последних.

Таким образом, охлаждение и падение давления обусловили наблюдающееся сейчас разнообразие минерального состава при единстве химического.

По-видимому, так называемые высокотемпературные лерцолиты типа Лизарда, как и гранатовые лерцолиты, представляют собой реликты высоких степеней давления и температуры.

Серия гарцбургит–дунит обнаруживает некоторую статистическую и геологическую дискретность. С одной стороны, выделяются гарцбургиты с 10–30% энстатита, с другой – дуниты, совсем или почти не содержа-

шие энстатит. В целом дуниты по объему резко подчинены и нередко отсутствуют.

Статистически химический и минеральный составы серии лерцолит—гарцбургит—дунит могут быть представлены как функция двух независимых переменных — содержания кремнезема или, что то же, нормативного пироксена и извести. Содержания глинозема и извести примерно равны с некоторым преобладанием последнего и связаны статистически с количеством нормативного пироксена. Содержание глинозема в пироксенах и акцессорных хромшпинелидах зависит от содержания извести и глинозема в породах (рис. 31, 32). Железистость пород постепенно увеличивается в среднем от 8% в дунитах до 9–10% в гарцбургитах и до 10–11% в лерцолитах. Статистическое распределение содержания суммарного железа в расчете на закись (FeO') и безводный состав показано на рис. 33. В энстатите лерцолитов содержание глинозема доходит до 5,5%, в хромшпинелидах — до 50%, что близко к величинам, характерным для типа Лизарда (рис. 32, 34).

В соответствии со сказанным состав акцессорного хромшпинелида — чувствительный индикатор общего состава породы и может быть использован для разграничения продуктов первичной дифференциации вещества мантии и дифференциации в твердых породах под влиянием флюидов (метаморфических). Так, в апериодитовых дунитах акцессорный хромшпинелид сохраняет состав, свойственный первичным породам, и может содержать до 30–50% глинозема против 10% в первичных дунитах. Точно так же энстатит в метасоматических энстатитах содержит те же 2% глинозема, что и в бедных этим минералом гарцбургитах.

Петрогенетическое значение акцессорных хромшпинелидов не исчерпывается тесной зависимостью их от состава породы в целом, характеризующей условия формирования пород. Не менее важно значение хромшпинелидов как фиксирующих историю формирования породы.

Во-первых, состав хромшпинелидов — функция минеральной фации. В плагиоклазовой фации по сравнению со шпинелевой хромшпинелиды заметно обогащены хромом и обеднены глиноземом за счет вхождения его в плагиоклаз. В шпинелевой фации глинозем распределяется только между шпинелью и пироксенами, поэтому все они обогащены этим компонентом. В клинопироксенах содержание глинозема на 10–20 отн. % выше, чем в ортопироксенах (см. рис. 31, 32).

Во-вторых, коэффициент распределения железа и магния между хромшпинелидами и оливином сильно возрастает, как и все коэффициенты, с падением температуры. Так, в дунитах при железистости оливина 8% железистость сосуществующего хромшпинелида может возрастать от 40–50 до 60–70%. Поэтому на контакте оливина и хромшпинелида в ходе охлаждения первый минерал беднее железом, второй — обогащается; акцессорный хромшпинелид всегда обогащается железом. На оливине, ввиду его большего содержания (99%), это не сказывается — он играет роль буфера. Напротив, в околорудных и внутрирудных дунитах железистость оливина падает вплоть до 4–3%, тогда как в хромитах остается постоянной, ибо роль буфера играют хромиты.

Наконец, в окислительных условиях хромшпинелид обогащается магнетитовым компонентом. При прогрессивном метаморфизме серпентини-

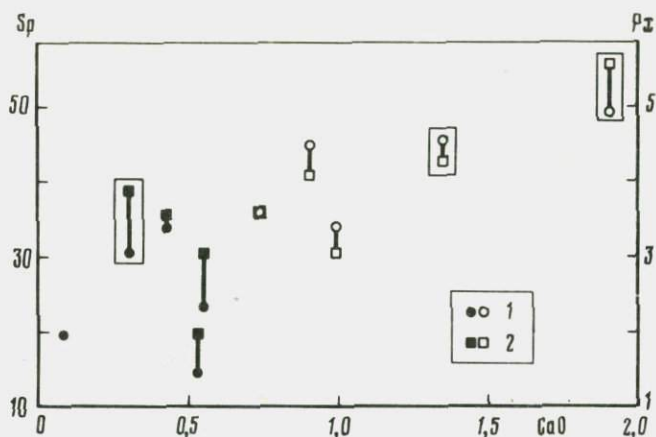


Рис. 31. Зависимость содержания Al_2O_3 в сосуществующих хромшпинелидах (1) и ортопироксенах (2) от количества CaO в гарцбургитах (черные знаки) и лерцолитах (светлые знаки) массива Южн. Крака (вес.%). Обведены пары из пород с содержанием нормативного пироксена 30–40%, остальные – 20–30%

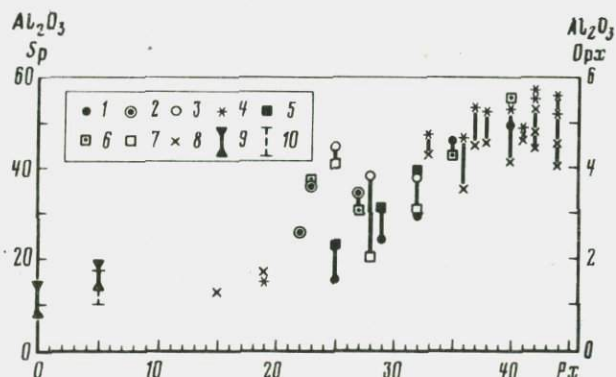


Рис. 32. Содержания Al_2O_3 в сосуществующих хромшпинелидах и ортопироксенах в зависимости от количества нормативного пироксена в породах ряда дунит-гарцбургит-лерцолит (вес.%)

Хромшпинелиды: 1 – гарцбургитов и 2 – лерцолитов массива Южн. Крака; 3 – Рай-Иза; 4 – лерцолитов из включений в щелочных базальтоидах; 5–8 – ортопироксены соответственно из пород Южн. Крака, Рай-Иза и включений; 9 – хромшпинелиды и 10 – ортопироксены из дунитов и энстатитовых дунитов Рэд Маунтин, Новая Зеландия [138]

зированных ультрамафитов в условиях брусит-антигоритовой, оливин-антигоритовой, оливин-талковой, оливин-антофиллитовой (куммингтонитовой) и оливин-энстатитовой фаций он в пределе замещается чистым магнетитом с той или иной примесью маггемитового компонента. Как промежуточная разность иногда образуется хроммагнетит. Хром и алюминий при замещении хромшпинелидов магнетитом рассеиваются в силикатах – хлорите, тесно ассоциированном с хромшпинелидом, антигорите и др.

При высоких температурах в среде, богатой титаном, хромшпинелид обрастает и замещается хром-титаноммагнетитом и в пределе – титаноммагнетитом.

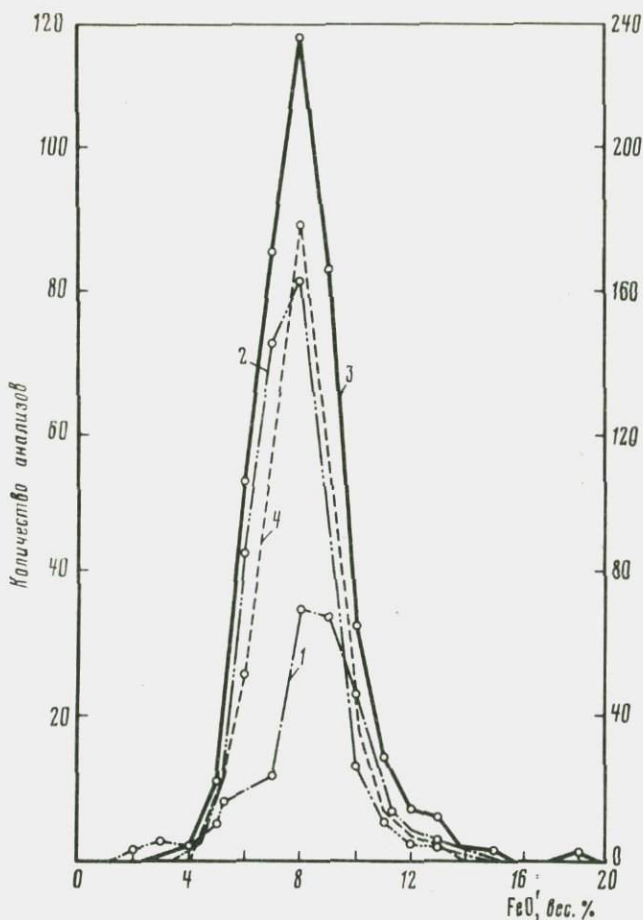


Рис. 33. Распределение химических анализов ультрабазитов Урала по содержанию FeO^r на безводный состав [40]

1 — дуниты дунит-гарцбургитовой ассоциации (137 ан.); 2 — дуниты дунит-клинопироксенитовой ассоциации Платиноносного пояса (279 ан.); 3 — дуниты Урала в целом (416 ан.); 4 — гарцбургиты дунит-гарцбургитовой ассоциации (553 ан.)

титом, содержание двуоксида титана в котором составляет 10–15% при преобразовании в магматических условиях и только 2–4% — в метасоматических.

Дуниты при этом преобразуются в магнетитовые оливиниты, в которых хром рассеивается в магнетите.

Учитывая важное значение аксессуарных хромшпинелидов, остановимся на них подробнее. Состав их характеризуется несколькими независимыми стехиометрически величинами: отношением хрома, алюминия и железа в трехвалентной части, железа и магния в двухвалентной, содержанием титана, величиной отношения $RO : R_2O_3$, которая колеблется от 1,1 до 0,9, обнаруживая некоторые отклонения от стехиометрии. Химические составы

Таблица 5
Средний химический состав аксессуарных хромшпинелидов
из различных типов ультрабазитов [71]

Тип ультрабазитов	n	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	f	
								Xp	Ol
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Дунит-гарцбургитовая ассоциация									
Дуниты	40	0,23	55,88	12,60	2,90	17,89	10,50	49	8
Гарцбургиты	22	0,23	39,83	27,34	3,41	15,85	13,34	40	8
Лерцолиты	2	—	12,75	51,00	3,45	11,80	21,00	24	8
Дунит-клинопироксенитовая ассоциация									
<i>Дуниты</i>									
<i>Складчатые области:</i>									
а) первичная Нижне-Тагильский массив на Среднем Урале	6	0,48	46,61	8,08	16,21	20,41	8,21	58	8
Массивы Аляски	3	0,46	52,23	13,76	5,75	16,08	11,72	43	8
б) апогарцбургитовая Хабарнинский массив на Южном Урале	9	0,60	50,60	8,26	11,96	20,20	8,38	57	8
<i>Платформенные области:</i>									
Алданский щит, Массивы Инагли, Кондерский	6	0,91	50,10	8,72	12,10	19,30	8,87	55	8
Стратиформные массивы									
<i>Дуниты</i>									
Стиллуотер	20	0,60	44,74	16,62	8,23	21,13	8,68	57	17
Великая Дайка (рудный)	3	1,56	55,71	10,40	6,62	11,91	13,80	32	
<i>Гарцбургиты</i>									
Бушвельд	37	1,50	43,90	18,41	6,30	21,31	8,58	58	
Сарановский массив на западном склоне Среднего Урала	4	1,70	40,41	14,24	13,80	22,99	6,95	65	16
<i>Бронзититы</i>									
Бушвельд	12	1,43	44,30	17,72	5,76	24,09	6,70	67	—
Лерцолитовые включения									
Базальты океанов	2	1,50	31,77	22,01	16,63	15,44	12,66	68	

Таблица 5 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Лерцолитовые включения									
Базальты кон- тинентов	10	1,35	15,89	46,81	6,85	10,62	18,48	24	9
Кимберлиты Якутии	10	0,24	37,90	29,93	2,91	14,56	14,45	36	8
Метеориты	87	1,66	56,85	6,22	3,75	29,10	2,60	86	13
Включения в алмазах из кимберлитов (по [54])	25	0,21	64,50	5,49	3,20	13,00	13,00	36	7

акцессорных хромшпинелидов из различных типов ультрамафитов приведены в табл. 5, составленной в основном по Е.П. Царицыну [71] с дополнениями по включениям в алмазах [54]. Как видно, состав трехвалентной части хромшпинелидов — наиболее чувствительный индикатор типа ультрамафитов. Во-первых, выделяется важная группа ультразащисных хромшпинелидов, содержащих всего ~ 3% окиси железа, что составляет не более 4% от суммы трехвалентных окислов; к ней относятся хромшпинелиды всех альпинотипных ультрабазитов независимо от состава минералов, в котором соотношение алюминия и хрома (в атомном выражении) меняется от 1:3 в дунитах до 1:1 в гарцбургитах и (5 ÷ 6):1 в лерцолитах. К этой же группе относятся хромшпинелиды включений в алмазах и сростков с ними из кимберлитов лерцолитовых включений в кимберлитах и метеоритах; одновременно первые и последние наиболее бедны алюминием и богаты хромом. Ультразащисная группа в то же время наиболее бедна титаном, содержание двуокиси которого не превышает 0,3–0,4%, составляя в среднем ~ 0,2% и снижаясь местами почти до нуля.

Законы распределения трехвалентных элементов между хромшпинелидами и сосуществующими силикатами касаются только пар с участием клино- и ортопироксенов, способных включать в решетку эти элементы и в заметных количествах. Оливин их практически не содержит и поэтому в распределении не участвует.

Во второй группе содержание окиси железа колеблется от 6 до 16% (в средних величинах), составляет от 8 до 20% трехвалентных окислов и нередко превышает содержание глинозема. К группе относятся хромшпинелиды дунитов дунит-клинопироксенитовой ассоциации, отличающиеся от хромшпинелидов из дунитов альпинотипной ассоциации повышенным содержанием двуокиси титана (0,5–0,9%), аналогичные им по содержанию глинозема, а также стратиформных массивов, которые еще богаче титаном (1–2% TiO_2).

Намечается ряд от хромшпинелидов дунитов альпинотипных массивов (см. рис. 32, 33), относящихся к ультразащисной группе, через дуниты дунит-клинопироксенитовой, также мантийной ассоциации к хром-титаномагнетитам со все возрастающим, хотя и меньшим, чем в магматических разностях, содержанием титана вплоть до титаномагнетитов качанарского типа, которые есть основания рассматривать как конечный

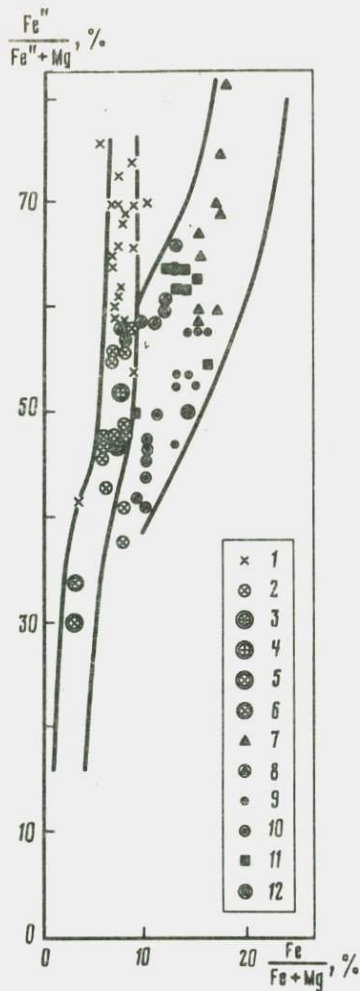


Рис. 34. Сопоставление железистости сосуществующих оливина (абсцисса) и хромшпинелида (ордината) из различных типов ультрабазитов

Мантийные ультрабазиты: 1 — гарцбургиты альпинотипного Войкаро-Сыннинского массива на Полярном Урале [51]; 2 — гарцбургиты Хабаровинского массива того же типа на Южном Урале [71]; 3 — среднее из дунитов в альпинотипной ассоциации [71]; 4 — среднее из дунитов дунит-клинопироксеновой ассоциации [71]; 5 — рудный хромшпинелид из Хабаровинского массива [17]; 6 — средний состав рудного хромшпинелида из дунитов альпинотипной ассоциации [71]. Ультрабазиты расслоенных интрузий: Стиллуотер, 7–9 акцессорные хромшпинелиды; 8–10 — рудные хромшпинелиды; 11 — Великая Дайка, акцессорные; 12 — там же, рудные; 7–10 — по [10]; 11, 12 — по [3]

продукт преобразования дунитов [14]. По-видимому, дуниты дунит-клинопироксеновой ассоциации представляют собой продукт некоторого преобразования первичных мантийных дунитов, не отличавшихся от альпинотипных, сохранивших основные характеристики состава — содержания железа, магния, кремнезема, хрома, но претерпевших незначительный метасоматоз, вызвавший в хромшпинелидах повышение степени окисления железа, небольшое добавление титана, а в дунитах — слабую флогопитизацию. В дальнейшем в связи с клинопироксенизацией хромшпинелид замещается хром-титаномагнетитом, а в конечном счете бедным титаном (до 4% двуокиси) магнетитом, входящим в состав клинопироксенов.

Несмотря на некоторое сходство с хромшпинелидами стратиформных массивов, последние заметно богаче титаном и беднее хромом, что лишний раз подчеркивает их генетическую самостоятельность.

Распределение двухвалентного железа и магния между сосуществующими хромшпинелидами и оливином, как впервые показал Ирвин [23], — функция состава трехвалентной компоненты и температуры. Алюминий понижает, а окисное железо повышает коэффициент распределения в пользу хромшпинелида. Поэтому при аналогичности соотношений трехвалентных элементов коэффициент распределения железа и магния между оливином и хромшпинелидами — чувствительнейший геотермометр, фиксирующий температуру окончательного установления равновесия между этими минералами. Так, коэффициент распределения железа между хромшпинелидом и оливином в богатых хромом, бедных алюминием ультрабазических разностях меняется от 6–7 в наиболее высокотемпературных

фациях — во включениях в алмазах до 35 в наиболее низкотемпературных фациях слабо серпентинизированных мантийных дунитов.

Более устойчив коэффициент распределения в стратиформных ультрабазитах, в которых благодаря относительно быстрому охлаждению сохраняется высокотемпературное распределение. В мантийных ультрабазитах — дунитах, гарцбургитах, благодаря длительной выдержке при достаточно высоких температурах после своего первичного формирования, коэффициент колеблется в широких пределах, фиксируя как состав трехвалентной части, так и температуру окончательного установления равновесия. Поэтому, с одной стороны, средняя железистость хромшпинелидов из дунитов альпинотипной ассоциации в два раза выше, чем из лерцолитов при той же железистости оливина, благодаря различному содержанию алюминия, с другой — она подвержена большим колебаниям. В этом дополнительное различие между стратиформными и мантийными ультрамафитами (рис. 34).

Железистость рудных хромшпинелидов обычно в 2—3 раза ниже акцессорных; соответственно, подчиняясь законам распределения, падает и железистость сосуществующего оливина. В альпинотипных ультрамафитах оно снижается до 3%, в стратиформных — до 8—10%. Это одно из существенных различий указанных типов ультрамафитов.

Если железистость хромшпинелида обычно падает по мере увеличения его концентрации в породе, достигая минимума в сплошных рудах, то состав трехвалентной части при этом почти или совсем не меняется, характеризуя тип породы в целом.

Природа и петрогенетический смысл вариаций отношения $RO : R_2O_3$ в хромшпинелидах пока неясны. Однако они не случайны и иногда обнаруживают определенные закономерности. Так, в Великой Дайке (Южная Родезия) эти вариации подчинены ритмичности: величина указанного отношения внутри каждого элементарного ритма падает снизу вверх от 1,06 до 0,94 [3].

Таким образом, хромшпинелиды подобно титаномагнетитам — чувствительный индикатор как состава магм и условий ее кристаллизации, так и условий постмагматических преобразований и могут быть эффективно использованы для петрогенетического анализа.

Появление магнетита обуславливается в основном режимом кислорода. При низком его потенциале он отсутствует. Магнетит — антипод хромита. Поскольку они представляют члены одного непрерывного ряда твердых растворов, устойчивого при любых температурах, то не могут входить одновременно в равновесные парагенезисы. Поэтому магнетит всегда замещает хромшпинелид, вытесняя из него хром, или обрастает его, сменяя в ходе кристаллизации.

Как правило, в породах присутствуют либо хромшпинелид, либо магнетит. Изредка встречаются переходные разности между титаномагнетитом и хромшпинелидом в виде хром-титаномагнетита. Шпинель ряда плеонаст—герцинит появляется иногда в ассоциации с титаномагнетитом. Хромшпинелиды характерны для богатых оливином (т.е. магнием) пород, титаномагнетит — для богатых клинопироксенами кальцием).

Важнейшей характеристикой ультрамафитов является их железистость, примерно одинаковая во всех сосуществующих силикатах — оливине,

ортопироксене — и повышенная в несколько раз в сосуществующем хромшпинелиде. Подразделение по железистости иногда важнее, чем по составу фемических минералов. Дело в том, что для мантийных реститов, представленных геологически самостоятельными ультрамафитами, не связанными с базальтоидным магматизмом, как впервые установил Хесс в 1938 г. [118], исключительно характерна устойчивая невысокая железистость, составляющая обычно 8—11% в молекулярном или атомном выражении (см. рис. 34), изредка выходящая за эти пределы под влиянием вторичного перераспределения железа. Для кумулятов, напротив, железистость, во-первых, выше, составляя 15—20% и более, во-вторых, очень неустойчива, меняясь по вертикали в пределах массива или отдельных ритмов, мощностью всего в несколько метров. Аналогична железистость эвмагматитов.

В щелочном ряду можно выделить свои эвмагматиты и мантийные реститы, представленные дунитами. Поэтому интервал содержаний окиси магния, разделяющий реститы и эвмагматиты, здесь несколько иной и примерно отвечает содержаниям 40—50% окиси магния. Эвмагматиты прежде всего отличаются повышенным отношением извести к глинозему, значительно большим единицы, которое коррелирует с повышенным содержанием щелочей с преобладанием калия или натрия. Универсальным признаком является также резко повышенное содержание двуокиси титана, достигающее иногда 5—6% в пересчете на сухой остаток.

Наиболее богатыми окисью магния вулканитами в излившихся и интрузивных (дайковых и силловых) фациях являются меймечиты и кимберлиты. Первые отличаются от близких по облику и содержанию окиси магния пикритовых порфиритов повышенными значениями отношения извести к глинозему и содержания титана при аналогичности содержаний щелочей. Это характерное отличие часто упускается из вида. В остальном это высокомагнезиальные пикритовые порфириты, как их часто и называли ранее. Кимберлиты — наиболее богатые магнием члены единого ряда существенно оливин-кальцитовых пород, продуктов кристаллизации карбонатно-силикатных магм варьирующего состава вплоть до чисто карбонатных (в основном кальцитовых). Промежуточными членами являются мелилитовые разности — альноиты и ингилиты, содержащие в два раза меньше магния, чем кимберлиты. Ряд кимберлиты—альноиты—карбонатиты наиболее беден глиноземом и богат кальцием. Богаче глиноземом (но также в рамках превышения над ним извести) ряд меймечиты—щелочные, в том числе мелилитовые, пикритовые порфириты, по мере уменьшения содержания магния переходящие в меланократовые, в том числе мелилитовые, базальты и далее в щелочные мезокотектоиды, в которых отношение глинозема и извести меняется на обратное.

Дуниты, так же как и альпинотипные гипербазиты, являются первой стадией формирования магматических комплексов (включающих вулканиты и интрузивы, в принципе комагматичные первым), но сложно дифференцированных и поэтому часто несопоставимых в конкретных породах.

В то же время дуниты обнаруживают определенную самостоятельность, и отнесение их к щелочному ряду иногда приходится делать на основании сходства состава и геологической позиции дунитов, тесно ассоциированных с щелочным магматизмом. Это относится прежде всего к дунитам концент-

рически-зональных массивов, формирующихся на поздних постскладчатых стадиях развития эвгеосинклиналией, секущих складчатые структуры и образующих, подобно платформенным, концентрически-зональные тела крутопадающей цилиндрической или конусообразной формы. Зональность выражается в развитии по периферии массивов клинопироксенитов, в том числе оливиновых, иногда горнблендитов, сменяющихся более молодыми габброидами. Можно предполагать метасоматическое развитие подобных клинопироксенитов по дунитам. За рубежом они трактуются как магматическое образование. В складчатых областях дуниты обнаруживают лишь зародыши щелочности в форме мельчайших чешуек флогопита и повышенной степени окисления железа и содержания титана в аксессуарных хромшпинелидах. В результате образуется ряд от хромшпинелидов до титаномагнетитов, входящих в состав магнетитовых оливинитов. В платформенных дунитах магнетитовые оливиниты развиваются в больших масштабах и содержат нередко высокотитанистый магнетит, связанный с наложенными магматическими процессами.

В складчатых областях признаки щелочности проявляются иногда в появлении более поздних калиевых габброидов с ортоклазом и биотитом (Ниже-Тагильский массив на Среднем Урале), сиенитов (Сахаринский массив на Южном Урале). Кроме того, намечается пространственная и возрастная близость с позднекаледонской раннедевонской базальт-трахитовой и габбро-сиенитовой формациями Тагильского прогиба. Основным довод — большое сходство с платформенными комплексами, имеющими дунитовые ядра; оно распространяется не только на минеральный состав, форму залегания, внутреннее строение, зональность, но и на металлогению (платононость). Поэтому естественно предположение и об их генетическом сходстве.

Кроме эвагматитов и мантийных реститов, меланократовые породы могут иметь, как мы уже отмечали, кумулятивное и метасоматическое происхождение. Формально петрографически они могут быть близки, иногда почти тождественны, но петрогенетически и металлогенетически различны, что также должно быть предметом классификации. В частности, это относится и к дунитам. Кумулятивные дуниты входят в состав серий ультрамафитов, слагающих отдельные ритмы или разрез в целом, с переменной железистостью. Такие дуниты отличаются несколько повышенным содержанием титана и окисного железа в аксессуарном хромшпинелиде. Метасоматические дуниты — важный элемент строения и истории формирования альпийнотипных ультрамафитов. Они либо образуют секущие деформационные структуры жилы и штокверки, либо входят в состав зональных комплексов, развивающихся на контакте с более молодыми габброидами в последовательности: габбро—клинопироксенит—верлит—дунит—гарцбургит. За рубежом многие исследователи, хотя не все, рассматривают эти комплексы как кумуляты вышележащих габбровых интрузий, а поверхность Мохо проводится по границе дунитов и гарцбургитов. На Урале эти комплексы нередко развиваются висячем боку габбровых тел, что исключает их кумулятивное происхождение (Войкаро-Сыньинский массив на Полярном Урале).

Нормальные клинопироксениты, по-видимому, могут иметь только кумулятивное или метасоматическое происхождение. В гарцбургитах

они обычно сопровождаются реакционными дунитовыми оторочками, которые в свою очередь могут подвергаться дальнейшему метасоматозу с образованием разностей повышенной железистости (до 20%) с вкрапленностью слабтитанистого магнетита, горнблендитов, в том числе плагиоклазовых. Нередко (например, на Первоуральском титаномagnetитовом месторождении на Среднем Урале) наблюдается реакционный ряд последовательных преобразований: дунит—клинопироксенит—горнблендит—метасоматические габброиды.

ПЕРЕСЫЩЕННЫЕ КРЕМНЕЗЕМОМ МЕЗОКОТЕКТОИДЫ

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

В эту группу отнесены магматические горные породы, содержащие модалный или нормативный кварц (рис. 35, 36), моделируемые приближенно системами $Ab-An-Di-SiO_2$ и $Ab-An-Or-SiO_2$. В полнокристаллических разностях избыток кремнезема выделяется в форме кварца, в неполнокристаллических входит в состав кислого вулканического стекла. Величина этого избытка варьирует в широких пределах, определяя главные подразделения пород группы, достигая максимума в группе липаритов—гранитов, отвечающих по составу кварц-полевошпатовой котектике. В этой группе, в первую очередь в зависимости от содержания анортита в полевых шпатах, количество свободного кремнезема колеблется от 30 до 50%, составляя чаще всего — в наиболее распространенных видах — 30–40%. Содержание кремнезема в породах достигает 77–78%, большей частью не выходя за рамки 74–76%. Это максимально возможные содержания общего и свободного кремнезема в магматических породах, сохранивших первичный состав. Большие содержания — всегда результат вторичных процессов. Обычно за нижнюю границу группы по содержанию избытка кремнезема берется величина около 10% модалного кварца в полнокристаллических породах, что соответствует, примерно такому же количеству нормативного кварца. Это соответствует 57–58% SiO_2 в породах главной известково-щелочной серии ряда базальт—липарит (габбро—гранит) и 65–67% в ряду щелочной сиенит—щелочной гранит. Таким образом, минимальное содержание кремнезема в породах группы определяется степенью щелочности—известковистости.

Минимальное количество свободного кремнезема, взятое за нижнюю границу группы, хотя и условно, но не произвольно и соответствует определенным естественным границам, а именно обширной группе вулканических пород — андезитов и их полнокристаллических аналогов — тоналитов (кварцевых диоритов), важнейших членов главной известково-щелочной серии.

Второй важной переменной величиной, определяющей классификацию и номенклатуру пород группы, является содержание щелочей и анортита (степень известковистости) в полевых шпатах и породах. Сочетание двух главных характеристик (степени пересыщенности кремнеземом и степени известковистости—щелочности) лежит в основе принятой в петрографии классификации и номенклатуры пород. Выделяются два главных ряда: сиенит—гранит (трахит—липарит) и базальт—липарит (габбро—гранит).

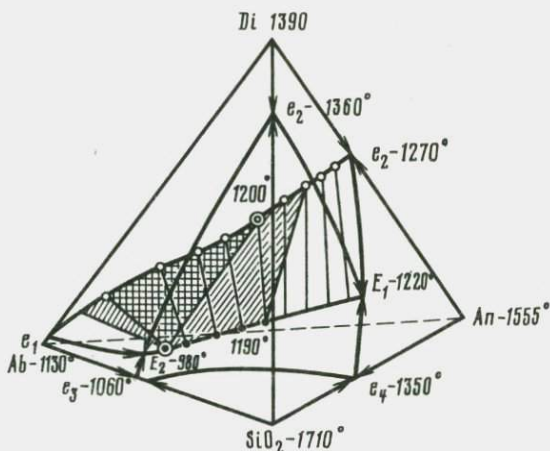


Рис. 35. Система альбит-анортит-диопсид-кремнезём [127]

E_1 - E_2 - моновариантная линия, фиксирующая одновременную кристаллизацию различных по составу плагиоклазов, кварца и диопсида и моделирующая образование плагиогранитных магм

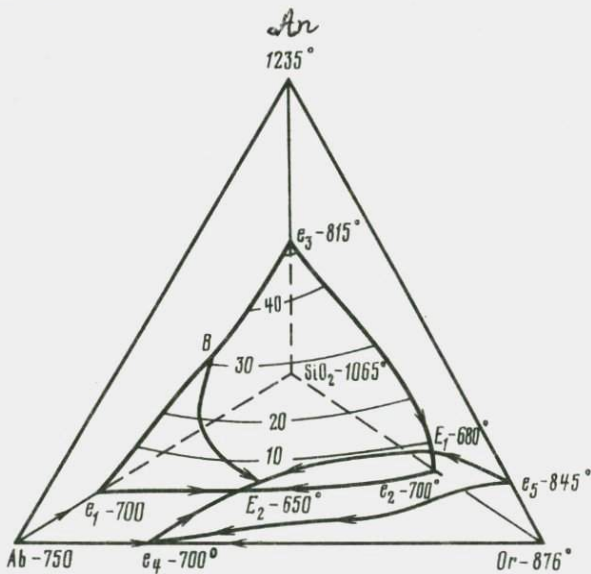


Рис. 36. Схема составов котектических расплавов в системе $Ab-Or-An-SiO_2$ при $P_{H_2O} = 5$ кбар [127]

E - тройные эвтектики; e - двойные эвтектики; E_1E_2 - двуполовшпатовая котектика: E_1 - анортит-ортоклазовые граниты, богатые калием, E_2 - наиболее распространенный калий-натриевый известково-щелочной гранит; e_1, e_3 - плагиограниты и плагиориолиты; e_4, e_5 - двуполовшпатовые сиениты и трахиты. Минимум на линии e_1e_2 - субщелочные липариты и граниты, e_4 - субщелочные сиениты и трахиты. BE_2 - серия базальт-липарит и габбро-гранит

В первом кварцсодержащие породы образуют ряд граносиенит — гранит (липарито-трахит—липарит). Граносиениты и граниты, липарито-трахиты и липариты различаются только по содержанию кремнезема и делятся по щелочности на щелочные (агпайтовые), субщелочные и нормальные — известково-щелочные. В щелочных породах первичные полевые шпаты представлены одним калий-натриевым видом (анаортотлазы, микропертиты распада), мафические минералы — эгирин, щелочные амфиболы. В субщелочных породах коэффициент агпайтности (отношение щелочей к глинозему) меньше единицы, но близок к ней, нет нормативного эгирина и есть анортит, но количество его не превышает 5% по отношению к сумме полевых шпатов. Содержание СаО в гранитах—липаритах не превышает поэтому 0,5—0,6%, сиенитах—трахитах — 1,0%. Мафические минералы — слюды, обыкновенные амфиболы, пироксены. В известково-щелочных породах, которые наиболее распространены и поэтому называются нормальными, количество анортита повышается до 10% по отношению к полевым шпатам, содержание СаО составляет чаще всего в липаритах—гранитах 1—1,5%, в трахитах—сиенитах 2—2,5%. Полевые шпаты, как правило, представлены двумя видами — плагиоклазами (обычно средним олигоклазом) и существенно калиевой разновидностью.

В базальт-липаритовом ряду породы значительно варьируют не только по содержанию кремнезема, но и по щелочности — известковости. Содержание анортита в полевых шпатах меняется в широких пределах и достигает 50—60%. Поэтому в породах всегда присутствуют два полевых шпата — плагиоклаз и калиевый в различных пропорциях с преобладанием первого до чисто плагиоклазовых разностей. По содержанию свободного (избыточного) и общего кремнезема кварцсодержащие породы этого ряда делятся на группы в порядке возрастания кислотности: тоналита (кварцевого диорита) и андезита, гранодиорита и дацита, адамеллита и липарито-дацита (делленита), гранита и липарита. Последние две группы иногда объединяются в одну (гранита—липарита). Схема классификации кварцсодержащих пород по содержанию кремнезема и щелочей приведена на рис. 12. Выделяется как наиболее распространенная главная известково-щелочная серия габбро—тоналит—гранодиорит—адамеллит—гранит (базальт—андезит—дацит—делленит—липарит), в которой степень известковости закономерно падает по мере увеличения содержания кремнезема от 40% в тоналитах—андезитах до 10% в наиболее распространенных гранитах и липаритах. Одновременно увеличивается содержание калия и пропорция калиевого полевого шпата вплоть до 50—60% в типичных гранитах и липаритах, уменьшается количество мафических минералов от 30 до 5%. Породы серии являются эталонами типичных гранитоидов и их эффузивных аналогов ряда габбро—гранит и базальт—липарит.

Наряду с этим существуют гранитоиды и их эффузивные аналоги, более известковистые, чем породы главной серии, и поэтому очень бедные калиевым полевым шпатом или лишенные его, так называемые плагиогранитоиды, представленные рядом кварцевый диорит—плагиогранодиорит—плагиоадамеллит—плагиогранит и рядом высокоизвестковистых эффузивов от базальтов через андезиты и плагиограниты до плагиолипаритов.

Дальнейшее подразделение производится по соотношению калия и натрия, которое, с одной стороны, коррелируется с двумя главными парамет-

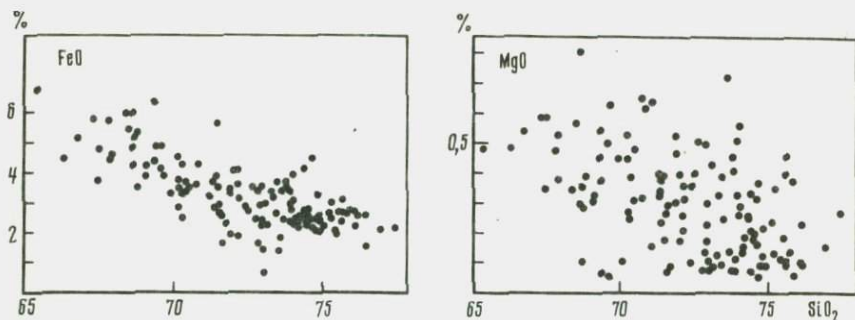


Рис. 37. Зависимость между содержаниями MgO , FeO' и SiO_2 в рапакиви Карелии [11]

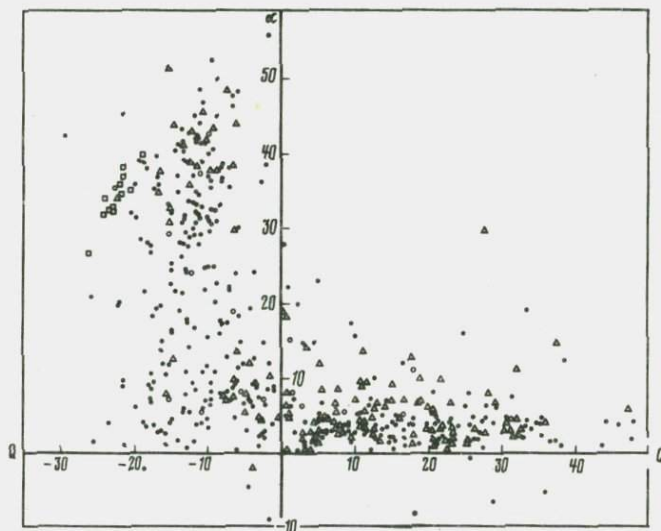


Рис. 38. Химический состав альтернативных серий базальт-трахит-липарит и базальт-трахит-фонолит (Минусинская котловина, ранний-средний девон) в координатах $Q - \alpha$ [12]

рами, с другой — обнаруживает некоторые вариации, что дает основания выделять разности с нормальным калий-натриевым отношением, с преобладанием калия или натрия. Стандартная закономерность — обратная зависимость между содержанием калия и степенью известковистости в рамках групп, выделяемых по содержанию кремнезема.

Соотношение калия и натрия определяется содержанием в породах окиси калия, входящей в состав калиевого полевого шпата, слюд, биотита, редко — мусковита (в некоторых гранитах), в небольшой степени — в состав плагиоклаза, в неполнокристаллических породах — в состав стекла. В целом содержание калия прямо связано с общим содержанием щелочей и мало или совсем не зависит от содержания кремнезема.

Наконец, кварцсодержащие породы делятся по количеству и составу

мафических компонентов и минералов. Количество их обычно зависит от состава салической части и закономерно падает по мере увеличения содержания кремнезема и щелочей. Отклонения от этой закономерности обозначаются приставками "мелано" и "лейко". Главные характеристики состава — железистость, а также отношения кальция, магния и железа, определяющие появление бескальциевых и кальциевых силикатов. Важно выделение безводных и водных мафических силикатов, фиксирующее режим летучих в ходе кристаллизации, магнетитсодержащих и безмагнетитовых разновидностей.

Вариации железистости в первую очередь определяются колебаниями содержания окиси магния, которые снижаются в наиболее богатых щелочами и кремнеземом породах до 0,1–0,2%, а иногда до сотых долей процента, в то время как суммарное содержание железа в расчете на закись не бывает < 2% и колеблется значительно меньше (см. рис. 13, 14). Поэтому железистость в таких породах может приближаться к 100%. Максимальные содержания MgO и FeO' , свойственные наиболее бедным кремнеземом кварцсодержащим породам — андезитам и кварцевым диоритам, составляют 2–3 и 6–7%. Более высокие содержания железа встречаются редко и свойственны специфическим видам пород.

В целом в кварцсодержащих породах железистость меняется в пределах 40–100%. Основные закономерности состава рассматриваемых эвмагматов показаны на рис. 13, 14, 37, 38 и обсуждаются ниже, в разделе "Гранитоиды". Здесь отметим, что пересыщенные кремнеземом эвмагматы нередко ассоциируются с недосыщенными, являясь результатом альтернативной дифференциации единой исходной нормальной базальтовой магмы, обусловленной стремлением к двум абсолютным температурным минимумам — липаритовому и фonoлитовому (см. рис. 38).

ГРАНИТОИДЫ

Гранитоидами называются зернистые, существенно полевошпатовые магматические породы, содержащие кварц как один из главных минералов (не менее 10–15%). Граница эта условна. При меньшем содержании кварца породы обозначаются приставками «кварцевые» или «кварцсодержащие» (кварцевые и кварцсодержащие габбро, сиенит и т. д.). Обычно гранитоиды содержат мафические минералы из группы насыщенных кремнеземом, количество которых закономерно связано с содержанием кварца и составом полевых шпатов: оно уменьшается по мере его увеличения и уменьшения анортитового числа (доля анортита среди полевых шпатов). В наиболее богатых кварцем гранитоидах—гранитах, содержащих его от 30 до 50%, количество мафических минералов составляет чаще всего около 5%, в наиболее бедных им—тоналитах (кварцевых диоритах) — 20–25%. Существуют гранитоиды и особенно граниты, почти или совсем лишенные мафических минералов (аляскиты). В целом они резко подчинены по распространенности обычным, т. е. мезократовым, гранитоидам. Гранитоиды занимают поле между двумя крайними сериями пород, ограничивающими область пересыщенных кремнеземом магматических горных пород рядом габбро—сиенит (базальт—трахит) и рядом гранитов с переменным содержанием анортита в полевых шпатах и переменным соотношением пла-

гиоклаза и калиевого полевого шпата. Этот ряд варьирует от наиболее бедных анортитом субщелочных и щелочных калинатровых гранитов через нормальные наиболее распространенные двуполевошпатовые (олигоклаз + калиевый полевой шпат) до плагиигранитов, почти или совсем лишенных калиевого полевого шпата, плагииоклаз которых может менять состав от олигоклаза (чаще всего) до лабрадора. Одновременно увеличивается количество кварца от 30% в калий-натриевых и двуполевошпатовых до 50% в лабрадоровых плагиигранитах.

Гранитоиды, как и все пересыщенные кремнеземом магматиты, подразделяются в первую очередь по содержанию кварца, во вторую — по содержанию анортита в полевых шпатах, в третью — по соотношению калиевого полевого шпата и плагииоклаза, в четвертую — по составу и количеству мафических минералов. В наиболее распространенных гранитоидах главной известково-щелочной серии, комагматичной с эффузивами, все эти классификационные параметры взаимосвязаны: параллельно с увеличением содержания кварца уменьшается содержание анортита в полевых шпатах, уменьшается номер плагииоклаза, увеличивается пропорция калиевого полевого шпата, уменьшается содержание мафических минералов, пироксены сменяются амфиболами, появляется биотит, который в гранитах становится единственным мафическим минералом.

Эта закономерность позволяет подразделять гранитоиды серии по содержанию кварца и кремнезема и по составу полевых шпатов. Однако она не универсальна, и в общем случае отдельные параметры приходится рассматривать как независимые. В частности, количественные отношения плагииоклаза и калиевого полевого шпата могут широко варьировать при сохранении постоянными других параметров.

Схемы классификации гранитоидов в различных параметрах химического состава изображены на рис. 39—41.

Номенклатура гранитоидов возникла значительно позже, чем гранитов. Первым в 1864 г. появился термин "тоналит", предложенный фон Ратом [163] для кварцевого диорита с горы Тонале в Тирольских Альпах, состоящего из андезита, кварца, роговой обманки и биотита, примеси ортоклаза, входящего в состав микропегматита. В дальнейшем термин стал пониматься как более краткий синоним кварцевого диорита.

Термин "гранодиорит" предложен Беккером [128] в 1892 г. для гранитоидов из Калифорнии, промежуточных между кварцевыми диоритами и гранитами, и введен в литературу Линдгреном [124]. В 1900 г. гранодиориты Калифорнии были описаны им подробнее в связи с золотоносностью [125]. Линдгрэн понимал под гранодиоритами породы, в которых количество плагииоклаза превышает количество калиевого полевого шпата более чем в два раза. По Линдгрэну, содержание калиевого полевого шпата в гранодиорите составляет 8—20%. Если его меньше, порода становится кварцевым диоритом, если больше — кварцевым монцонитом, который содержит 20—40% калиевого полевого шпата. По Линдгрэну гранодиориты состоят из кварца, олигоклаза или андезина, ортоклаза, биотита или роговой обманки или чаще обоих вместе, аксессуарных минералов — сфена, магнетита, апатита, циркона. Роговая обманка содержит ядра авгита, хотя и является магматической. Термин "гранодиорит" быстро вошел во всеобщее употребление, хотя содержание его претерпело некоторые изменения.

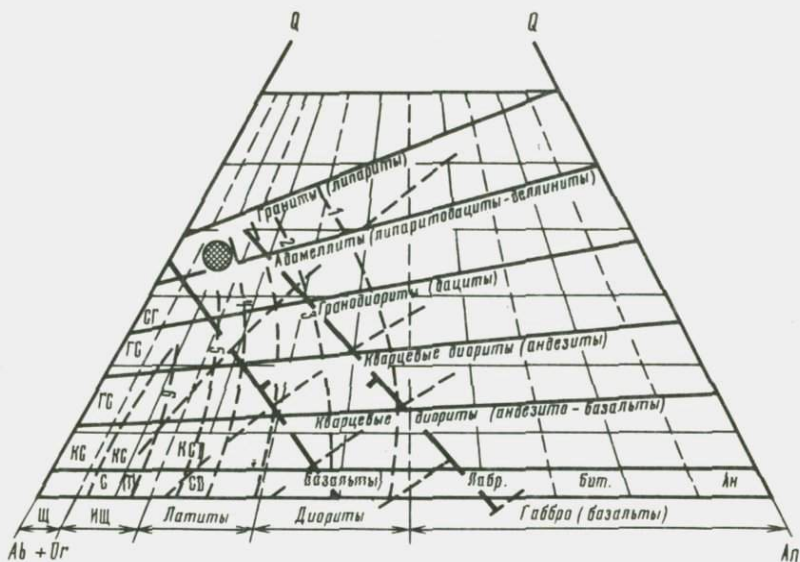


Рис. 39. Схема классификации гранитоидов в координатах $Ab + Or, An, Q$

Щ — щелочные, ИЩ — известково-щелочные, С — сиениты, Г — граниты, СД — сиенито-диориты, Лабр — лабрадоровые, Бит — битовнитовые, Ан — аноритовые, КС — кварцевые сиениты, КСД — кварцевые сиенито-диориты, ГС — граносиениты, СГ — сиенограниты

Цифры — содержание K_2O , кружок — нормальный гранит, утолщенные линии — габбро-гранитный ряд

Различные толкования понятия "гранодиорит" определяются толкованием термина "гранит", о котором речь пойдет ниже.

Катрейн назвал адамеллитом кварцевые диориты пика Адамелло в Тирольских Альпах, содержащие небольшую примесь ортоклаза. Бреггер [105] предложил этот термин для обозначения кислых членов выделенных им пород мондонитовой серии с равными количествами калиевого полевого шпата и плагиоклаза, т. е. кварцевых мондонитов. В дальнейшем адамеллит стал пониматься как промежуточная порода между гранодиоритами и гранитами и как синоним кварцевого мондонита.

В качестве эффузивного аналога адамеллита Бреггер в 1895 г. [105] выделил кислые эффузивы района Деллен в Швеции, относившиеся ранее к андезитам, но содержащие 25% нормативного кварца, названные им делленитами. Эти эффузивы промежуточны между аналогами гранодиорита и гранита, т. е. дацитами и липаритами, и поэтому называются также липарито-дацитами (риодацитами).

Термины "тоналит", "гранодиорит", "адамеллит" наряду с термином "граносиенит" (переходным от гранита к сиениту) лежат в основе современной номенклатуры гранитоидов. Наиболее рациональное использование этих терминов рассматривается ниже.

В отношении эффузивных аналогов перечисленных гранитоидов полной ясности в современной петрологии нет. Классики петрографии — Вашингтон, Иддингс, Харкер, Тиррель, Левинсон-Лессинг, современные крупней-

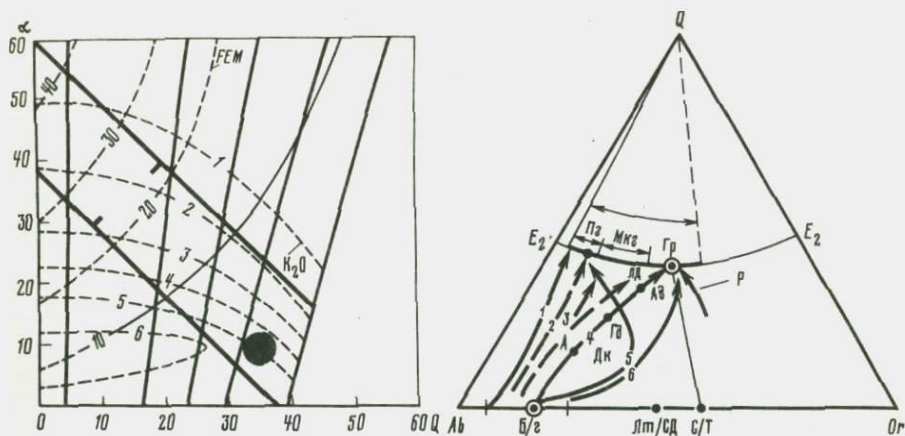


Рис. 40. Диаграмма $Q-\alpha$ с обобщенными полями гранитоидов и среднестатистическими изолиниями FEM и K_2O
Кружок — нормальный гранит

Рис. 41. Серии гранитоидов и их эффузивных аналогов в координатах $Ab-Or-Q$

E_2E_2 — кварцево-полевошпатовая (гранитная) котектика. Пг — плагиограниты; Мкг — малокалиевые (промежуточные) граниты, с преобладанием плагиоклаза над калиевым полевым шпатом; Гр — калий-натриевые граниты; Б/г — базальты и габбро; Лт/СД — латиты и сиенито-диориты; С/Т — сиениты и трахиты; А — андезиты; Дк — кварцевые диориты; Д — дациты, Гд — гранодиориты; Ад — адамеллиты; Лд — липаритодациты; Р — рапакиви; Л — липариты; Г — граниты

Серии: 1 — наиболее известковая габбро-плагиогранитная; 2 — нормальная габбро-плагиогранитная; 3 — малокалиевая (промежуточная); 4 — главная известково-щелочная калий-натриевая; 5 — опалит-грондмитовая серия Норвегия; 6 — берген-иотунская серия Норвегии [117]

шие специалисты — вулканологи, теоретики и экспериментаторы — как эффузивные аналоги кварцевых диоритов рассматривают наиболее распространенные в мире андезиты, главные объемы которых сосредоточены в Тихоокеанском кольце, включающем Кордильеры Северной и Анды Южной Америки. В этом кольце породы, названные андезитами Леопольдом фон Бухом, тесно ассоциируются с кварцевыми диоритами, происходят из той же магмы. Поэтому граница распространения андезитов, отделяющая их от области базальтов, называется как андезитовой, так и кварцево-диоритовой линией. Эти термины стали международными и рассматриваются как синонимы.

В то же время Г. Розенбушем было предложено называть андезитами аналоги бескварцевых диоритов, пород, в действительности редких, состоящих из среднего плагиоклаза и фемического минерала. Таких эффузивов в природе мало или почти нет, и поэтому сейчас образовался разрыв между столетней практикой и формальной классификацией по Розенбушу, который аналоги кварцевых диоритов называл дацитами. В мировой практике дацитами сейчас называют аналоги гранодиоритов.

Мы рекомендуем придерживаться традиционной терминологии, которой пользуется подавляющее большинство петрографов мира, но в то же время иметь в виду, что существует несколько иная номенклатура, продолжающая формальные определения Розенбуша.

Отдельные группы гранитоидов характеризуются следующими примерными содержаниями кварца, %:

1. Танолит (кварцевый диорит) и граносиенит. Эффузивные аналоги — андезиты и трахито-липариты — 10–17.
2. Гранодиорит и граносиенит. Эффузивные аналоги — дациты и трахито-липариты — 17–25.
3. Адамеллит и сиеногранит. Эффузивные аналоги — липарито-дациты (деллениты) и липариты с пониженным содержанием кремнезема (без фенокристов кварца) — 25–32.
4. Гранит. Эффузивные аналоги — липариты — 32–40–50.

Указанным границам по кварцу в главной известково-щелочной серии соответствуют содержания кремнезема 57–63–68–72%; содержания кремнезема в средних типах составляют 60, 65, 70, 75%. Все приведенные величины приблизительные.

Примерные границы составов различных видов гранитоидов в координатах кремнезем—сумма щелочей приведены на рис. 12.

Тоналиты главной серии в типичных случаях содержат обыкновенную роговую обманку с той или иной примесью биотита, подчиненное количество калиевого полевого шпата, иногда отсутствующего. Плаггиоклаз обычно андезин. Для гранодиоритов характерна значительная примесь калиевого полевого шпата, биотит-амфиболовый состав фемических минералов, андезиновый и олигоклаз-андезиновый — плаггиоклаза.

Адамеллиты по внешнему облику приближаются к гранитам, отличаясь в типичных случаях примесью амфибола к биотиту, повышенной основностью плаггиоклаза, меньшим содержанием калиевого полевого шпата.

Вариации степени известковистости, т. е. доли анортита среди полевых шпатов и его содержания в породе в рамках групп с одинаковым содержанием кварца, примерно одинаковы во всех группах — от нуля до 60%. В то же время в каждой группе, выделенной по кварцу, существует свой наиболее распространенный вид гранитоидов с определенным содержанием анортита в полевых шпатах, %: в гранитах это 10–15, адамеллитах — 15–20, гранодиоритах — 20–30, тоналитах 30–50. Поэтому можно выделять гранитоиды нормальной для данного содержания кварца известковистости, пониженной и повышенной — нормальные, малоизвестковистые, известковистые, сверхизвестковистые.

Столь же велики вариации количественных соотношений калиевого полевого шпата и плаггиоклаза. В каждой изокварцевой группе существуют разности с наиболее распространенным соотношением двух видов полевых шпатов, с пониженным количеством калиевого полевого шпата вплоть до полного его отсутствия (плаггиоклазовые или плаггиогранитоиды, в том числе и граниты), с повышенным количеством — калиевые разности.

В наиболее распространенных нормальных калий-натриевых гранитах в самых низкотемпературных разностях с минимальной взаимной растворимостью компонентов полевых шпатов калиевый полевой шпат и плаггиоклаз, максимально очищенные от общих компонентов, присутствуют примерно в равных количествах. В адамеллитах и гранодиоритах плаггиоклаз все более и более в типичных случаях преобладает над калиевым полевым шпатом, в тоналитах он доминирует. Точные количественные границы здесь проведены быть не могут. В высокотемпературных фациях гранитов

при нормальной для них известковистости (не более 10%) калиевый полевой шпат и кислый плагиоклаз могут полностью взаимно раствориться и образовать один калий-натриевый полевой шпат. Иначе говоря, при определенных условиях плагиоклаз при нормальном соотношении калия и натрия может полностью исчезнуть. Еще легче он растворяется в щелочных и субщелочных гранитах с минимальным содержанием анортита. Они всегда лишены плагиоклаза. Таким образом, чисто калишпатовые граниты, не содержащие плагиоклаза, — результат не какого-то богатства калием, а условий образования в случае, если содержание анортита в полевых шпатах меньше определенного предела (примерно 10%).

Если брать не только граниты, а гранитоиды вообще, то в первом приближении среди них по соотношению двух видов полевых шпатов, определяемому в основном содержаниями калия и натрия в породах, можно выделить три группы: нормальных калий-натриевых с типичным для данной изокварцевой группы соотношением калия и натрия и двух видов полевых шпатов; плагиогранитоидов, совсем или почти лишенных калиевого полевого шпата (плагиограниты, плагиоадамеллиты, плагиогранодиориты); калиевых гранитоидов с повышенным соотношением калия к натрию и преобладанием калиевого полевого шпата над плагиоклазом.

Первая группа наиболее распространена (это в основном гранитоиды главной серии), вторая распространена на много меньше, чем первая. Третья группа представлена серией рапакиви, охватывающей ряд граносиенит-гранит, характеризующийся порфирированными овоидами калиевого полевого шпата с каймами олигоклаза. Это своеобразные породы, распространение которых ограничено.

Можно добавить, что в каждой изокварцевой группе наблюдается закономерная зависимость между соотношениями калия и натрия и степенью известковистости: с ее увеличением доля калия быстро падает. Поэтому наиболее известковистые гранитоиды и в том числе граниты наиболее бедны калием и содержат только плагиоклаз. Наименее известковистые гранитоиды и граниты всегда калий-натриевые и лишены плагиоклаза ввиду его полной растворимости в калиевом полевым шпате.

Однако степень корреляции известковистости и калий-натриевого отношения различна и усиливается вместе с увеличением содержания кварца и кремнезема. В гранитах эта корреляция максимальна. Поэтому каждой степени известковистости соответствует свое наиболее распространенное содержание калия и его отношение к натрию. По мере удаления состава гранитоидов от гранитов степень корреляция уменьшается и вариации калий-натриевого отношения при одинаковой известковистости увеличиваются. Иначе говоря, при одном и том же содержании кварца и одинаковой степени известковистости соотношения калия и натрия (и двух видов полевых шпатов) могут значительно меняться в определенных пределах. В этом случае в каждой изокварцевой группе можно выделять серии с различной зависимостью содержаний калия от степени известковистости. Крайними являются серии с максимальным и минимальным для каждой известковистости содержанием калия. Наибольшая разница между двумя сериями наблюдается в ряду габбро-сиенит и базальт-трахит. Здесь при минимальной известковистости, т. е. в сиенитах и трахитах, содержание окиси калия меняется от 5% в натриевой до 7,5% — в калиевой сериях.

Из сказанного ясно, что между рассмотренными классификационными параметрами (первого — содержание кварца, второго — известковистость, третьего — калий-натриевое отношение) корреляция есть, но довольно сложная. Поэтому степень четкости классификации убывает соответственно порядку. Ясно также, что другой выбор порядков приведет к путанице. Если, например, за основу, как часто делают, мы возьмем соотношения плагиоклаза и калиевого полевого шпата, то в одну и ту же группу у нас попадут гранитоиды совершенно различного состава по таким главнейшим параметрам, принятым за основу классификации, как содержания кремнезема и суммы щелочей.

Еще более автономна классификация по составу мафических минералов, в меньшей мере по их количеству, которое, как правило, закономерно связано с составом светлых минералов.

По количеству, как и во всех породах, можно выделять мезо-, мелано- и лейкократовые разности. Последние имеют существенное значение только для ряда гранит-сиенит. Меланократовые разности в отличие от габброидов не характерны и главным образом представляют собой продукт гибридизма.

Что касается состава мафических минералов, то он, во-первых, есть функция химического состава гранитоидов, во-вторых — условий их кристаллизации. Первый фактор определяет прежде всего соотношение кальция, магния и железа в составе мафических минералов. Для гранитов, за исключением известковистых плагиоклазовых и щелочных — агапитовых разностей, характерны безизвестковые железо-магнезиальные силикаты-водные и безводные: биотит, гиперстен (с железистостью до 85%) и фаялит при более высокой железистости, реже альмандин, кордиерит. Появление водных или безводных силикатов определяется режимом воды, безизвестковых — пересыщенностью гранитов глиноземом, который связывает весь кальций в виде анортита. Биотит иногда сопровождается мусковитом.

В более основных гранитоидах, начиная с адамеллитов, присутствуют известково-магнезиальные силикаты, безводные — клинопироксены и водные — амфиболы в сопровождении того или иного количества бескальциевых — водных или безводных, перечисленных выше. Встречаются самые различные количественные соотношения различных видов мафических минералов наряду с преобладающими типичными для каждого вида гранитоидов (рис. 42).

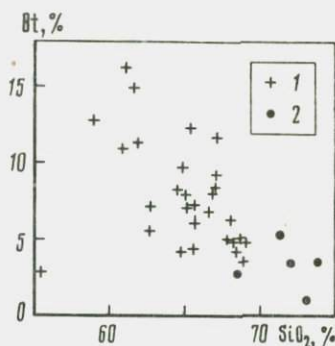
По соотношению водных и безводных силикатов выделяются как крайние пироксеновые гранитоиды, не содержащие амфиболов и слюд, и биотит-амфиболовые с варьирующими соотношениями этих двух минералов вплоть до чисто биотитовых и амфиболовых. Широко распространены промежуточные разности. В гранитоидах преобладают биотит-амфиболовые.

Железистость мафических силикатов в гранитоидах варьирует от 35—40 до ~100%, железистость пород примерно в тех же пределах. В целом железистость пород увеличивается по мере увеличения кислотности и щелочности, но зависимость эта проявляется весьма по-разному. Вариации железистости пород в основном обусловлены вариациями содержания окиси магния, которое в некоторых гранитах снижается до сотых долей процента. Содержание железа колеблется значительно меньше: в гранитах

обычно от 2 до 3—4% (в расчете на закись), в тоналитах от 5 до 7%. Если железистость пород, как правило, увеличивается по мере увеличения кислотности, то железистость силикатов в безмагнетитовых разностях возрастает таким же образом. В магнетитсодержащих породах железистость меньше и нередко остается постоянной за счет сбрасывания избытка железа в форме магнетита, фиксируя определенный уровень парциального давления кислорода. Так, в гранитоидах батолита Сьерра-Невада железистость силикатов сохраняется на уровне ~ 40%, тогда как железистость пород возрастает почти до 80%. Чем ниже давление кислорода, тем меньше разница между железистостью породы и силикатов, и наоборот. В восстановительных условиях железистость силикатов может приближаться к 100% (граниты рапакиви). Эта разница может служить индикатором окислительно-восстановительных условий во время кристаллизации пород. Надо добавить, что дополнительное сбрасывание магнетита и понижение железистости силикатов происходит часто в ходе диафореза. Образующийся при этом магнетит в отличие от магматического беден титаном (1—2%, редко больше TiO_2).

Рис. 42. Зависимость состава феррических минералов в гранитоидах батолита Сьерра-Невада от содержания кремнезема

1 — породы с биотитом и роговой обманкой; 2 — породы с биотитом [111, 112]



Важной характеристикой состава мафических минералов является примесь магнетита, иногда отсутствующая. В нормальных по известковистости и в известковистых гранитоидах отсутствие магнетита и вхождение всего железа в силикаты характерно для гранитоидов с водными мафическими силикатами, образовавшимися при высоких давлениях воды. Таким образом, безмагнетитовые разности характеризуют определенные условия формирования гранитоидов.

Безводные мафические силикаты всегда ассоциируются с магнетитом, в форме которого сбрасывается избыток железа против его содержания в силикатах, равновесного при данном парциальном давлении кислорода. Водные силикаты—амфибол и биотит—также могут сопровождаться магнетитом, что определяется режимом воды и кислорода. Присутствие или отсутствие акцессорного магнетита является основанием для выделения магнетитовых и безмагнетитовых разностей гранитоидов.

Состав мафических минералов является основанием для выделения видов гранитоидов в каждой классификационной группе.

Таким образом, подразделение гранитоидов в рамках классификации первого и второго порядка производится по составу полевых шпатов, по составу и количеству мафических минералов, наличию магнетита.

Названия гранитоидов выглядят так: биотит-роговообманковый андезин—микропертитовый гранодиорит, микропертит-олигоклазовый биотит—гиперстеновый гранит и т. д.

Дальнейшее подразделение гранитоидов может производиться по особенностям структуры и текстуры. Важнейшими из них, общими для всех гранитоидов являются абсолютная крупность зерна (мелко-, средне-, крупнозернистые), относительная крупность — равнотекстурированные, порфирировидные. Среди последних как особые виды выделяются гранитоиды с порфирировидными выделениями калиевого полевого шпата, которые нередко неправильно называются порфиробластами. Крупные размеры объясняются высокой кристаллизационной способностью калиевого полевого шпата и склонностью его к образованию более крупных кристаллов, чем другие минералы. Второй вид — гранитоиды ряда граносиенит—гранит с крупными порфирировидными овальными выделениями (овоидами) калиевого полевого шпата, избыточными против котектики, окруженными каймами олигоклаза (структура рапакиви). Третий вид порфирировидных гранитоидов — с выделениями плагиоклаза, также избыточными против котектики, окруженными нередко каймой калий-натриевого полевого шпата (структура антирапакиви по Гольдшмидту). Четвертый вид — гранитоиды с порфирировидными выделениями всех главных минералов и мелкозернистой основной массой — результат медленного и быстрого охлаждения. Это по существу уже гранитоиды жильного облика. Кварц в порфирировидных выделениях обычен в гранитах, в более основных гранитоидах он появляется только при достаточном объеме вкрапленников, так как не относится к первым выделениям.

Следующим важным элементом структуры, наблюдаемым в отличие от предыдущих в основном под микроскопом, являются морфологические взаимоотношения кварца и полевых шпатов. Генетический смысл их состоит в том, что всегда выделяются две главные генерации полевых шпатов—избыточного против котектики с кварцем и входящего в ее состав. В наиболее богатых кварцем гранитах — "предельных", имеющих состав кварцево-полевошпатовой котектики (с небольшой примесью мафических минералов), полевой шпат представлен целиком второй — котектической — генерацией.

В непредельных гранитах и тем более в гранитоидах избыточный полевой шпат всегда есть, количество его увеличивается по мере удаления состава от котектического. В гранитоидах и непредельных гранитах полевой шпат всегда представлен плагиоклазом (как избыточный против котектических соотношений с калиевым полевым шпатов); в ряде граносиенит—гранит встречается иногда избыточный калиевый полевой шпат (рапакиви).

Степень структурной обособленности избыточного полевого шпата зависит от кинетики кристаллизации и варьирует от хорошо выделяющихся порфирировидных выделений до более крупных зерен в серийных структурах с непрерывным набором размеров кристаллов. Естественно, что избыточный полевой шпат как раннее выделение обладает тенденцией к идиоформизму, особенно у плагиоклаза.

В первом приближении в структурах гранитоидов можно выделить два главных элемента: избыточные выделения полевых шпатов, большей

Таблица 6

Схема классификации пересыщенных кремнеземом магматитов по соотношению (в %) габбрового – гранитного (А) и сиенитового – гранитного компонентов (Б)

Габбро (базальт) или сиенит (трахит)	Гранит (липарит)	Интрузивы	Эффузивы
А			
90–100	0–10	Габбро	Базальты
70–90	10–30	Кварцевые габбро и габбро-диориты	Андезито-базальты
50–70	30–50	Тоналиты (кварцевые диориты)	Андезиты
30–50	50–70	Гранодиориты	Дациты
10–30	70–90	Адамеллиты	Деллениты (липарито-дациты)
0–10	90–100	Граниты	Липариты
Б			
90–100	0–10	Сиениты	Трахиты
70–90	10–30	Кварцевые сиениты	Кварцевые трахиты
30–70	30–70	Граносиениты	Липарито-трахиты
10–30	70–90	Сиенограниты	Трахилипариты
0–10	90–100	Граниты	Липариты

частью плагиоклаза, мафических минералов и кварц-полевошпатовой котектики с той или иной примесью мафических минералов, часто отсутствующей. Количественные соотношения этих элементов зависят от состава пород: в гранитах первый элемент минимален или отсутствует, в гранитоидах его количество увеличивается по мере уменьшения кислотности и в тоналитах (кварцевых диоритах) достигает 50–70%. Степень структурной обособленности зависит от режима кристаллизации: котектическая часть, если ее мало, слагает интерстиции между кристаллами первой генерации, если ее много – основную массу; она структурно не проявляется при медленной равномерной кристаллизации.

Структуры одновременной кристаллизации кварца и полевых шпатов зависят от кинетики процесса: при медленном охлаждении образуются гранитные структуры с определенным порядком идиоморфизма, определяемым уменьшением относительной кристаллизационной способности минералов: фемические минералы (чаще всего биотит), плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц. При быстром охлаждении возникают графические – микропегматитовые структуры. Одновременность кристаллизации всех минералов доказывается входением их в состав фенокристов в порфировых закаленных аналогах – липаритах, гранит-порфирах. Схема классификации пород представлена в табл. 6.

Геология гранитоидов в значительной мере определяется их генезисом. Гранитоиды, производные бедных водой магм, тесно ассоциируются с близкими, но не обязательно тождественными по составу и близкими по возрасту эффузивами в различных фациях умеренной глубинности – лавовых, жерловых, субвулканических, дайковых. Площадь выхода массивов таких

гранитоидов может измеряться тысячами квадратных километров, а длина — сотнями и даже тысячами километров. Геофизические данные говорят о вертикальной мощности до 10 км. Типичными примерами могут служить мезозойские (юра—мел) "батолиты" Тихоокеанского пояса, расположенные по периферии Тихого океана на западном побережье Северной и Южной Америки вдоль Кордильер и Анд, на востоке СССР, юго-востоке Азии, варьирующие по составу от кварцевых диоритов до гранитов с преобладанием в целом гранодиоритов. В подчиненном объеме встречаются наиболее ранние интрузии габбро. Интрузивное магматическое происхождение этих гранитоидов, так же как аналогичность состава, пространственная и возрастная близость с эффузивами устанавливаются достаточно надежно. Эти гранитоиды являются интрузивными представителями непрерывных серий эвмагматитов, варьирующих по составу от базитов до ацидитов, формирующихся в зонах, предварительно претерпевших складчатость и в той или иной степени консолидированных, в результате их активизации под влиянием движений в смежных областях. Длительность формирования этих серий достигает 100 млн. лет. Характерна эволюция состава серий в ходе их формирования от основных ко все более кислым интрузиям, образующим последовательные внедрения. Поэтому крупные массивы гранитоидов обычно многофазны и сложены сериями отдельных одновременных тел. В Тихоокеанском поясе отчетливо проявлена зональность по отношению к береговой линии: по мере удаления от нее интрузии и эффузивы становятся богаче кремнеземом и одновременно моложе.

Непрерывные серии гранитоидов, похожие на тихоокеанские, широко распространены на континентах и в островных дугах; они приурочены всегда к этапам и стадиям активизации какого-то жесткого основания — орогенным стадиям развития геосинклиналей, к стадиям активизации платформ.

Наиболее кислые гранитоиды состава адамеллита входят в контрастные ассоциации вместе с гранитами ("габбро-гранитные" ассоциации), характерные для условий, близких к платформенным.

Плагιοгранитоидные серии (габбро-кварцевые диориты—плагιοгранодиориты—плагιοадамеллиты—плагιοграниты), бедные калиевым полевым шпатом или лишенные его, ассоциируются с аналогичными по составу бедными калием эффузивами на ранних стадиях формирования геосинклиналей вслед за начальными магматами контрастной натриевой базит-ацидитовой формации.

Гранитоиды, производные богатых водой магм, возникших в результате селективного плавления пород земной коры под влиянием потока восходящих нагретых растворов, ассоциируются с аналогичными по происхождению гранитами, слагая их первые фазы или краевые фации, обязанные своим происхождением влиянию состава вмещающих пород. Эти гранитоиды близки по времени альпинотипной складчатости, с которой связано образование глубинных водных гранитов, но обычно несколько древнее ее и в связи с этим подвержены метаморфизму.

В состав группы входят зернистые породы – группы гранита, их закаленные аналоги – эффузивные породы группы липарита и жильные – гранит-порфира, а также специфические по составу жильные породы, не являющиеся строгими аналогами гранитов, и резко отличные от них по структуре аплиты и пегматиты. Породы группы наиболее богаты кремнеземом (содержат $> 70\%$ SiO_2) и кварцем (30–50%), наиболее лейкократовые (цветной индекс редко превышает 5%). Этих двух признаков достаточно для отнесения породы к группе гранита без дополнительных исследований, которые нужны для дальнейшего подразделения. Состав пород группы не случаен: многие детали состава и структуры определяются котектической природой пород. Поэтому есть смысл перед ознакомлением с реальными породами рассмотреть закономерности, обусловленные этим.

Породы группы близки к котектике кварц–полевые шпаты – феррические минералы на уровне кристаллизации. Поэтому закаленные разновидности содержат в вкрапленниках даже при минимальном их объеме все указанные минералы.

При определенном режиме кислорода к ним добавляется титаномагнетит, содержание двуокиси титана в котором может достигать 10–20%. Такие разности имеют максимально возможное количество кремнезема и кварца и могут быть названы предельными. Достаточно незначительного понижения содержания кремнезема, буквально на десятые доли процента (1% кремнезема в гранитах соответствует примерно 3% кварца), чтобы кристаллизация началась не с кварца, а с полевых шпатов и феррических минералов, которые и будут слагать вкрапленники на начальных стадиях их формирования. При увеличении содержания вкрапленников в ходе кристаллизации на определенных ее стадиях кварц может появиться не только в породах, очень близких к гранитам-липаритам, но и в значительно более основных – дацитах (гранодиоритах) и андезитах (кварцевых диоритах). Поэтому кварц в вкрапленниках как критерий предельности может быть использован только при минимальном их объеме. В дацитах кварц появляется при 20% вкрапленников, в андезитах – при 50–60%. Относительный объем вкрапленников, при котором появляется кварц, может служить самым простым показателем первичного состава пород и особенно ценен в сильно измененных разностях, утративших первичный химический состав.

Сказанное можно рассматривать и как самое простое и физико-химически осмысленное определение гранитов и липаритов в широком смысле слова. Очевидно, к гранитам-липаритам следует относить как предельные, отвечающие идеальным требованиям, породы, так и близкие к ним. Допускаемая степень отклонения может быть определена только статистически, исходя из существования достаточно четкой бимодальности по содержанию кремнезема в породах, близких к гранитам. Разница в содержании кремнезема между собственно гранитами и липаритами, отвечающими идеальным требованиям, и следующим ближайшим статистически модальным типом гранитоидов – адамеллитами (липарито-дацитами или делленитами) составляет 4–5% кремнезема или около 10–12%

кварца. Поэтому половину указанных величин — 2% кремнезема и 5% кварца — можно рассматривать как условные границы отклонений состава пород, относимых к гранитам и липаритам от идеальных — предельных типов. Таким образом, к липаритам можно относить разности, в которых кварц появляется вплоть до 5% вкрапленников по отношению к породе. При более детальных определениях надо различать предельные и неопредельные разности тех и других. В последних кристаллизация начинается с выделения полевых шпатов и фемических минералов, к которым вскоре присоединяется кварц. В соответствии с общими законами кристаллизации полевых шпатов первые выделения их наиболее богаты анортитом и бедны ортоклазовым компонентом, последние, кристаллизующиеся вместе с кварцем, напротив, обеднены анортитом, содержание которого снижается до 5—10% по отношению к полевым шпатам в целом и содержит 50—60% ортоклазового компонента, что отвечает температурному минимуму в системе альбит—ортоклаз — кремнезем.

Отмеченные вариации состава полевых шпатов происходят и в предельных по кремнезему разностях с той только разницей, что они протекают при постоянном одновременном выделении кварца. Сказанным определяется и смысл первичных структур гранитов и липаритов в той их части, которая зависит от порядка кристаллизации. Особенно характерной деталью структуры является зональное обрастание плагиоклаза калинатровым полевым шпатом, первично однородным и преобразующимся в ходе охлаждения и отжига в пертиты распада, сохраняющие первичный валовой химический состав. Такая структура была названа В.М. Гольдшмидтом структурой антирапакиви. Напомним, что в рапакиви калиевый полевой шпат обрастается плагиоклазом—олигоклазом.

В закаленных разностях неопредельных липаритов и гранит-порфиров вкрапленники сложены полевыми шпатами и фемическими минералами. Их палеотипные разности Розенбуш назвал фельзитовыми порфирами; рациональное название их — полевошпатовые липаритовые порфиры, а кайнотипных разностей — фельзитовые липариты.

Переменный состав полевых шпатов обуславливает возможность вариаций состава пород гранит-липаритовой группы при сохранении котектических соотношений между кварцем, полевыми шпатами в целом и фемическими минералами. В соответствии с общими законами гетерогенного равновесия (правилом фаз) количественные соотношения минералов в этих котектиках должны быть функцией состава полевых шпатов, что подтверждается как наблюдениями в природе, так и экспериментами. Важнейшую роль в этом отношении играет доля анортита в полевых шпатах ("анортитовое число"), которая определяет как количество кварца в котектике, так и фемических минералов. И то и другое увеличивается параллельно с увеличением анортитового числа (рис. 43). Одновременно уменьшается доля ортоклазового компонента в соответствии с влиянием анортита на растворимость его в плагиоклазе: при содержании < 5—10% анортита при достаточно высоких температурах существует непрерывная растворимость ортоклаза и альбита; при 20% анортита она снижается до 5—10%, при 50% — до 1—2%.

В зависимости от величины анортитового числа можно выделить наиболее бедные анортитом щелочные разности липаритов и гранитов (субщелочные — анортитовое число меньше нуля 10%), нормальные известково-

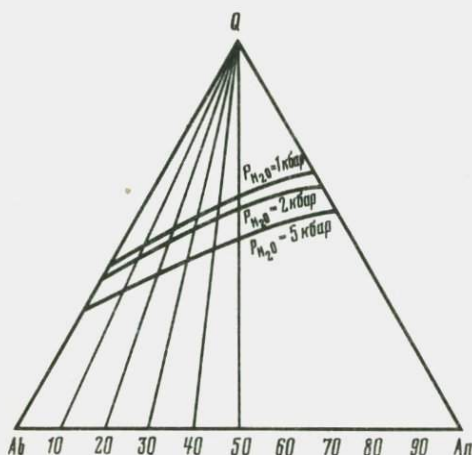


Рис. 43.

Рис. 43. Влияние состава плагиоклаза на количество свободного кремнезема в котектике по экспериментальным данным [148]

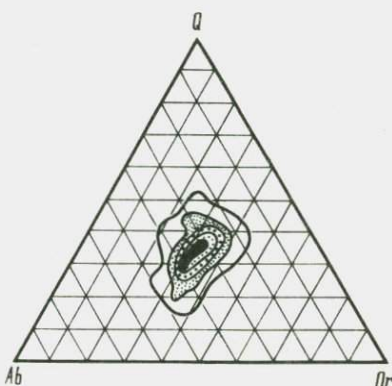


Рис. 44.

Рис. 44. Распределение нормативных Ab , Or и Q в 571 проанализированных интрузивных породах, содержащих не менее 80% суммы $Ab + Or + Q$ [141]

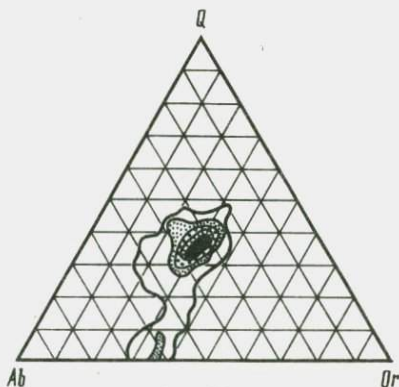


Рис. 45.

Рис. 45. Распределение нормативных Ab , Or и Q для 362 экструзивных пород [141]

щелочные (10–15%), известковистые (15–30%) и сверхизвестковистые (более 30%). Наиболее распространены нормальные, чем и оправдывается их название. Субщелочные и щелочные разности отвечают наиболее легкоплавким кварц-полевошпатовым котектикам. Поэтому они – предельный остаточный продукт кристаллизационной дифференциации более известковистых кислых, в том числе гранитных, магм и наиболее молодой член в серии последовательных внедрений – интрузий генетически единых гранитоидов.

В связи с низким содержанием анортита и неограниченной взаимной растворимостью их компонентов полевые шпаты щелочных гранитов и липаритов образуют одну фазу – калий-натриевую с некоторым преобладанием альбита над ортоклазом, отвечающую температурному минимуму. Поэтому такие липариты и граниты являются однополевошпатовыми – микропертитовыми или анортотклазовыми. Для них характерны натровые амфиболы и пироксены, хотя может встречаться и биотит.

Нормальные граниты и липариты большей частью – двуполевошпатовые, в них присутствуют как плагиоклаз, так и калий-натриевый полевой шпат.

При определенных соотношениях полевошпатовых компонентов, отвечающих четверной котектике кварц—плаггиоклаз—калиевый полевой шпат — фемический минерал, во вкрапленниках закаленных разностей даже при небольшом их объеме присутствуют оба вида полевых шпатов (двуполевошпатовые кварцевые порфиры, липариты и гранит-порфиры). В этом случае кристаллизация начинается с одновременного выделения всех четырех минералов; в ходе ее плаггиоклаз беднеет анортитом и сменяется калий-натриевым полевым шпатом. Присутствие максимально возможного числа фаз делает состав нормальных двуполевошпатовых липаритов и гранитов наиболее устойчивым. Это самый распространенный тип тех и других пород, что и послужило основанием для того, чтобы положить соотношение полевых шпатов, отвечающее этому типу, в основу определения гранитов вообще (рис. 44, 45). В соответствии с экспериментальными данными в этом типе гранитов отношение калия к натрию и пропорция калиевого полевого шпата увеличиваются вместе с увеличением содержания анортита и повышением основности плаггиоклаза. Эти вариации обычно весьма незначительны.

При некотором отступлении соотношения калия и натрия от четверной котектики первым начинает кристаллизоваться плаггиоклаз, который слагает вкрапленники при небольшом их объеме (плаггиофировые липариты и кварцевые порфиры), что отнюдь не означает особой бедности породы калием. Содержание окиси калия в таких породах составляет от 2 до 4% против 4—6% в нормальных калий-натриевых разностях, рассмотренных выше.

При еще большем увеличении пропорции альбита и плаггиоклаза происходит совершенно постепенный переход к плаггиогранитам, в которых калиевый полевой шпат присутствует в виде примеси в количестве до 5—10%, и их закаленным аналогам—плаггиолипаритам и плаггиогранитпорфирам. Содержание окиси калия снижается до 2% и менее, окиси кальция повышается до 2% и более. Содержание анортита в плаггиоклазе плаггиогранитов может варьировать в широких пределах. Как крайний член известны лабрадорные плаггиограниты с содержанием анортита в среднем составе плаггиоклаза до 60%.

Увеличение содержания анортита в полевых шпатах сопровождается, как показывают эксперименты и наблюдения в природе, увеличением содержания кварца от 35% в щелочных и нормальных разностях до 50% в крайне известковистых лабрадорных плаггиогранитах. Одновременно увеличивается и содержание фемических минералов от 3—5 до 10—12%, а также меняется их состав: в щелочных это в типичных случаях натровые амфиболы и пироксены, в нормальных и олигоклазовых плаггиогранитах — бескальциевые минералы — биотит (чаще всего или его безводные эквиваленты — гиперстен, фаялит, альмандин, кордиерит), в известковистых — амфиболы, клинопироксены.

Отклонения состава от предельных разностей по кремнезему происходят в двух главных направлениях — в сторону дацитов — гранодиоритов (в рамках главной известково-щелочной серии с определенными вариациями по соотношению калия и натрия, калиевого полевого шпата и плаггиоклаза, основности последнего) и в сторону трахитов и сиенитов (понижения содержания кремнезема и кварца при сохранении низкой, свойственной нормальным гранитам и липаритам известковистости). Иначе говоря, вариации

происходят в рамках рядов базиты—ацидиты (габбро—гранит, базальт—липарит) и алкалиты—ацидиты (трахит—липарит, сиенит—гранит). Сиенит-трахитовый уклон нередко сопровождается увеличением пропорции калия среди щелочей против свойственной гранитам—липаритам, что приводит к появлению избыточного против двуполевошпатовой котектики ортоклаза и кристаллизации в первую очередь калиевого полевого шпата, обрастающего каймой более позднего олигоклаза (структура рапакиви). По мере увеличения содержания кремнезема и приближения состава к собственно гранитам эта особенность структуры исчезает, что говорит о приближении калинатрового отношения к котектическому двуполевошпатовому.

Все сказанное относится к гранитам, представляющим полнокристаллические зернистые аналоги липаритов. Сходство состава сопровождается и тесной ассоциацией гранитов и липаритов во времени и пространстве, не оставляющей сомнения в происхождении их из одной магмы, но при различных условиях — разной скорости охлаждения, газоотделения, режиме воды, кислорода и т.д. — параметрах, отражающих по существу различные минеральные фации одного и того же химического состава.

Однако существуют граниты, имеющие закаленные аналоги в форме даек, но лишённые вулканических—эффузивных спутников и аналогов. Эта особенность сопровождается некоторыми отличиями химического состава, минеральных ассоциаций и структуры. Наличие закаленных аналогов порфировой структуры с вкрапленниками кварца, плагиоклаза, микроклина и биотита при небольшом их объеме (гранит-порфиры) свидетельствует о котектичности их на уровне кристаллизации. Но содержание кремнезема в гранитах и их закаленных аналогах составляет 72—73% против 74—76%, в рассмотренных выше липаритах и гранитах соответственно ниже и содержание кварца, составляющее ~ 28% (рис. 46). Минеральные ассоциации свидетельствуют о более низких температурах кристаллизации по сравнению с рассмотренными выше гранитами — аналогами липаритов, порядка 650—700°С против 750—900°С. Это выражается в более узких пределах взаимной растворимости компонентов полевых шпатов, в отсутствии постепенных переходов от плагиоклаза к калиевому полевому шпату, в пониженном содержании альбита в калиевом полевоом шпате (15—20% против 30—40%), сосуществующем с плагиоклазом, в появлении реакционного мирмекита на границе плагиоклаза и калишпата, отсутствии первичного магнетита — признаков повышенного давления и концентрации воды в магме.

Все это проще всего объясняется повышенной концентрацией воды, которая, по экспериментам Боуэна и Таттла [141], понижает содержание кварца в кварц-полевошпатовой котектике. Таким образом, самое простое объяснение различий химического состава (содержания кремнезема и кварца), минерального состава и структуры состоит в предположении, что граниты и их аналоги липариты возникли из магм, генерировавшихся как котектические при низких концентрациях и давлениях воды (менее 2% и 500—1000 бар), а граниты и гранит-порфиры, лишённые вулканических аналогов, — из магм, генерировавшихся при повышенных значениях тех же параметров (до 8% и 3—5 кбар). Различия в условиях генерации магм сохранились и при их кристаллизации, определив различия парагенезисов и структур. Богатые водой магмы не могли подниматься в верхние горизонты земной коры и изливаться на поверхность, так как падение давления вызывало немедленную

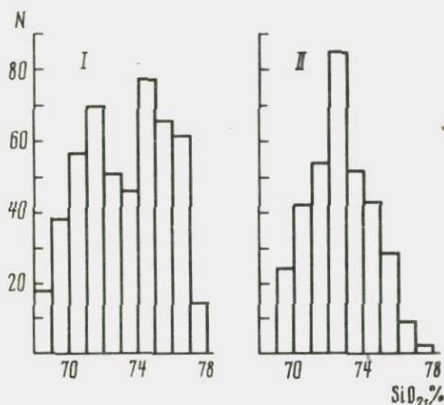
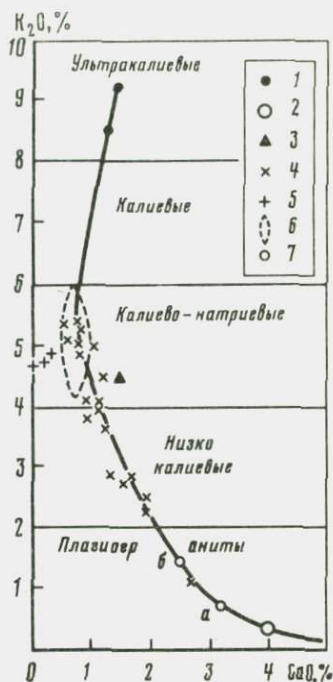


Рис. 46. Распределение гранитов различных ассоциаций по содержанию кремнезема
I — вулканические, II — плутонические ассоциации [68]; N — число анализов

Рис. 47. Схема классификации предельных по содержанию SiO_2 (74–76%) липаритов и гранитов в координатах $\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}$

1 — граниты Луны [140]; 2 — лабрадоровые плагиограниты Западных Мугоджар, Южн. Урал [42]; 3 — средний глубинный водный гранит с 72,5% SiO_2 [68]; 4 — липариты [59]; 5 — щелочные граниты Кольского полуострова [2]; 6 — контуры составов рапакиви SiO_2 с 74–76% [11]; 7 — плагиограниты: а — андезиновые, б — олигоклазовые



потерю воды, что влекло за собой кристаллизацию и затверждение магмы. Такие магмы могли кристаллизоваться только на глубине в условиях высоких давлений и давать либо глубинные граниты, либо продукты быстрого охлаждения — гранитпорфиры того же химического состава.

Таким образом, полная аналогия химического состава вулканитов и плутонитов распространяется только на определенный тип гранитов, образовавшийся, судя по сопоставлению его состава с данными экспериментов, из магмы, генерировавшейся как котектическая при низких давлениях воды и общем. Место генерации такой магмы — проблема, пока еще не разрешенная. Возможны два варианта: генерация на больших глубинах, но в условиях растяжения и вызванного этим падением давления по сравнению с давлением нагрузки, или генерация внутри земной коры в условиях низких давлений либо в результате фракционирования основных магм, либо в результате селективного плавления вещества земной коры при низких давлениях воды и, следовательно, при достаточно высоких температурах. Один из возможных источников тепла — базальтовые магмы.

Много данных в пользу генерации гранит-липаритовых магм на больших глубинах внутри верхней мантии. Для целей классификации и номенклатуры неразрешенность этих вопросов значения не имеет. Важно объективное существование двух главных типов гранитов, различающихся по химическому составу, минералогии, структуре, по наличию или отсутствию связи с вулканитами того же состава. Эти различия не препятствуют применению к этим гранитам аналогичных принципов классификации и номенклатуры, тем более что не всегда, особенно при последующих преобразованиях, их удается различить.

Характерны различия геологической позиции и типов ассоциаций с другими магматитами и метаморфитами в двух рассмотренных типах гранитов. Для сухих гранитов и липаритов характерна тесная ассоциация с более основными магматитами, особенно с базитами—базальтами и габбро. Граниты и липариты в этих ассоциациях являются обычно наиболее молодыми членами, прорывая более основные породы. Поэтому естественно рассматривать их как продукты дифференциации более основных магм, которые в свою очередь являются первичными или вторичными дифференциатами вещества мантии. В таком случае граниты и липариты в конечном счете должны рассматриваться так же, как дифференциаты мантии.

Водные граниты никогда не связаны с более основными магматитами. В то же время они во многих случаях тесно ассоциированы с регионально-метаморфическими комплексами, сопряженными с альпийской складчатостью, метаморфизованными в условиях амфиболитовой ступени, хотя и являются обычно более молодыми, нежели сам метаморфизм. Это те граниты, для которых сложилось представление о их тесной связи с главной фазой складчатости геосинклинальных областей. Сухие граниты и липариты связи с региональным динамо-термальным метаморфизмом не обнаруживают. Точно так же они могут в больших масштабах формироваться вне геосинклинальных областей, будучи особенно характерными для областей активизации какого-то складчатого фундамента.

Комагматизм гранитов вулканической ассоциации и липаритов прослеживается в широких пределах вариаций состава полевых шпатов, за исключением наиболее известных ($\alpha > 0,35$), представленных только плагиогранитами. В целом среди предельных по содержанию кремнезема (около 75%) гранитов и липаритов, отвечающих кварцево-полевошпатовой котектике, как видно на рис. 47, четко вырисовывается изолиния 75% кремнезема с обратной зависимостью между содержаниями CaO и K_2O , фиксирующая строгие котектические закономерности. Намечается минимум содержания CaO (около 0,8%), отвечающий температурному и нормальному для гранитов и липаритов калий-натриевому соотношению и содержанию K_2O (4—6%). От минимума отходит ветвь субщелочных гранитов, отдельные составы которых нанесены по [2], отвечающая температурному трогу в системе. Дальнейшее увеличение содержания калия в пределе приводит к эвтектике анортит—ортоклаз—кварц, несколько более тугоплавкой, чем нормальные граниты—липариты. Поэтому калиевая ветвь не может быть продуктом гомодромной дифференциации нормальных гранитов—липаритов. Представители этой ветви, хотя и подчиненные в целом по объему нормальным разностям, встречены в последнее время на Земле в форме ультракалиевых липаритов [1] и на Луне в форме гранитов [140]. Диаграмма 10. Зак. 228

свидетельствует о строгости закономерностей состава в группе гранита-липарита, если выбирать только составы с предельным содержанием кремнезема. Она может иметь и классификационное значение. Разности с различным соотношением калия и натрия выделены более или менее условно.

Аляскиты

Термин "Аляскит" предложен для зернистой породы Аляски, состоящей из щелочных полевых шпатов и кварца, совсем или почти не содержащей темноцветных минералов, аналогичной по составу гранит-аплитам, но отличающейся от них по структуре, типичной для гранитов, т.е. гипидиоморфнозернистой. Иоганнсен [121] предложил выделить собственно аляскиты, содержащие два полевых шпата, и калиаляскиты, содержащие только калиевый полевой шпат.

Очевидно, правильнее выделять по составу полевых шпатов двуполевошпатовые аляскиты с подразделением их по виду калиевого полевого шпата на ортоклаз-плагноклазовые, микроклин-плагноклазовые, микропертит-плагноклазовые, однополевошпатовые-микропертитовые и плагноклазовые или плагноаляскиты. Это деление соответствует делению гранитов, с которыми аляскиты связаны, представляя их фации или более поздние фазы.

По структуре можно выделять аляскиты с гранитной структурой — обладающий тип — и с микропегматитом, выполняющим интерстиции между зернами полевых шпатов и кварца или целиком слагающим породу. Такие разности нередко называются в литературе гранофирами. Рациональное название их — микропегматитовый микроаляскит, так как термин "микропегматитовый аляскит" может означать обычный аляскит с микропегматитом в интерстициях. Для краткости их иногда называют микрогранитами с добавлением прилагательного микропегматитовый. Для того чтобы отличить их от мезократовых микрогранитов с примесью микропегматита, лучше добавлять "лейкократовые" или "аляскитовые".

Термин "аляскит" получил всеобщее признание. Затруднения при его применении заключаются в установлении границы между аляскитами и лейкократовыми гранитами, которая не может не быть условной. Дело в том, что наблюдаются нередко постепенные переходы между аляскитами, совершенно лишенными фемических минералов, и разностями, содержащими небольшую примесь биотита порядка 1–2%. Несмотря на это, по-видимому, нецелесообразно понимать термин "лейкократовый гранит" как синоним термина "аляскит". В то же время ввиду бедности гранитов фемическими минералами, количество которых в нормальных мезократовых гранитах составляет около 5%, выделение промежуточных разностей между ними и гололейкократовыми разностями может часто оказаться затруднительным. Поэтому приходится, как часто бывает в петрографической номенклатуре, руководствоваться геологическими взаимоотношениями пород: если есть необходимость и возможность — выделять аляскиты, лейкократовые и мезократовые граниты, если нет — ограничиваться делением на аляскиты и граниты.

Физико-химическая природа аляскитов своеобразна. В отличие от гранитов они отвечают котектике кварц-полевые шпаты без участия фемичес-

ких компонентов. Появление ее в результате кристаллизационной дифференциации гранитной магмы означает нарушения котектического принципа: кристаллизация котектик и эвтектик заканчивается одновременным выделением всех участвующих в них фаз, хотя количественные соотношения между ними могут меняться. В данном случае речь идет о полном очищении расплава от фемических компонентов, что котектическим путем достигнуто быть не может. Вероятно, появление аляскитового расплава связано с дискретным переходом от котектики с участием фемических компонентов и фаз к котектике, их не содержащей. Реальность такого процесса — давно известный микропегматитовый состав основной массы кислых пород порфирировой и порфиридовидной структуры — гранитов, липаритов, гранитпорфиров, лишенной совершенно фемических минералов, которые целиком входят в состав фенокритов. Такой же состав имеют жильные граниты, целиком сложенные микропегматитом — микропегматитовые микрограниты, также практически лишенные фемических минералов. Это доказательство существования аляскитовой магмы, способной обособляться и слагать геологические тела. Микропегматитовые граниты ("гранофиры") иногда слагают большие массивы.

Примером аляскитовых лав может служить липарит из Калифорнии, анализ которого приводится в книге Кармайкла, Тернера и Ферхугена [107], в %: $\text{SiO}_2 - 75,04$; $\text{TiO}_2 - 0,07$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 12,29$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 0,33$; $\text{FeO} - 0,71$; $\text{MnO} - 0,05$; $\text{MgO} - 0,04$; $\text{CaO} - 0,58$; $\text{Na}_2\text{O} - 4,03$; $\text{K}_2\text{O} - 4,66$; $\text{P}_2\text{O}_5 - 0,01$; $\text{H}_2\text{O}^+ - 1,81$; $\text{H}_2\text{O}^- - 0,20$; в сумме — 99,82; в г/г^3 — $\text{Pb} - 4,0$, $\text{Nb} - 20$, $\text{Zr} - 110$, $\text{Pb} - 190$, $\text{Y} - 28$, $\text{Zn} - 38$, $\text{Co} - 10$, $\text{Sr} - 5$.

Аляскиты часто имеют субщелочной состав, что выражается в пониженном против нормальных гранитов содержаниях CaO ($\sim 0,5\%$); возможности апгаитности в них очень ограничены в связи с весьма низкими содержаниями железа (FeO' не более 0,5–1,0%). Так как избыток щелочей над глиноземом не может превышать $62/160 \text{ FeO}' = 0,39 \text{ FeO}'$, если железо целиком трехвалентно, то при указанном содержании железа он ограничен величинами 0,2–0,4%, что соответствует коэффициенту апгаитности 1,03–1,05, т.е. мало отличающемуся от единицы. Однако субщелочной состав для аляскитов не обязателен, среди них имеются аналоги нормальных гранитов с плагиоклазом № 10–20 и даже более основных гранитоидов. Так, Фурнье [113] приводит пример аляскита, связанного с адамеллитом ("кварцевым мондонитом" по [193]), с зональным порфиридовидным плагиоклазом с 28–42% анортита в ядре и 16–25% — на периферии. Химический состав аляскита:

SiO_2 71,88; Al_2O_3 16,44; Fe_2O_3 сл.; FeO 0,51; MnO 0,26;

MgO 0,24; CaO 3,02; Na_2O 4,36; K_2O 3,08; P_2O_5 0,06; H_2O^+ 0,39.

Сумма 100,24.

В то же время существует и другой тип дифференциации, приводящий к образованию щелочных гранитов, не только не обедненных фемическими компонентами, но иногда и обогащенных ими, как в случае эгириновых гранитов, цветной индекс которых достигает 15. При этом котектический принцип выдерживается до составов, наиболее бедных анортитом, т.е. самых легкоплавких. Таким образом, аляскиты — продукт особой ветви диф-

ференциации гранитной магмы. Объем этого продукта по сравнению с нормальными мезократовыми гранитами обычно невелик. Аляскиты слагают небольшие тела с линейными размерами не свыше первых километров, а большей частью и того меньше.

Аляскиты встречаются в связи с гранитами различных фаций глубинности и различных типов ассоциаций — как вулканических, так и плутонических, будучи обычно с ними изофациальны.

Нередко аляскиты обладают неустойчивой структурой: в них появляются пегматоидные (повышенной крупности зерна) участки с неясными границами, довольно обычны мелкие микролитовые пустоты, выполненные кристаллами полевых шпатов, а иногда фиолетовым флюоритом — характерным аксессуарным минералом многих аляскитов.

В аляскитах можно встретить (как примесь) фемические минералы, характерные для ассоциированных с ними гранитов, — биотит, мусковит, в щелочных разностях — эгирин, щелочные амфиболы.

С аляскитами часто тесно пространственно связаны проявления минерализации и оруденения олова, вольфрама, бериллия, молибдена, в связи с чем они могут представлять интерес как поисковый признак.

Аляскиты в форме мелких тел распространены широко, хотя ввиду малых размеров эти тела на геологических картах далеко не всегда удается выделить.

Помимо первичных аляскитов, часто можно встретить похожие на них породы, представляющие собой результат осветления нормальных мезократовых гранитов под влиянием гидротермальных процессов, — аляскитоподобные осветленные граниты.

Окраска аляскитов определяется слагающим их полевым шпатом. В калий-натриевых аляскитах она чаще всего розовая или красная, но бывает и светло-серой, в плагиоаляскитах — белая или светло-зеленоватая.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Современное состояние петрологической науки позволяет положить в основу классификации и номенклатуры магматических горных пород выделение природных физико-химически детерминированных типов и видов.

I. Среди горных пород магматического облика можно выделить:

1) ортомагматиты — продукты кристаллизации и относительного перемещения кристаллов и магмы: эвмагматиты без такого перемещения, сохранившие химический состав магмы за вычетом значительной части летучих компонентов; кумуляты — результат накопления кристаллов под влиянием гравитации, сил сцепления, движения магмы; промежуточные породы — эвмагматиты, обогащенные теми или иными кристаллами; мантийные респиты — тугоплавкий остаток от выплавления той или иной магмы из вещества верхней мантии — дуниты, гарцбургиты, лерцолиты с примерно постоянной железистостью (8–11%), близкой к железистости мантии;

2) парамагматиты, близкие по минеральному составу к магматитам, продукты кристаллизации из флюидных растворов и аналогичные им продукты преобразования различных по составу пород — пегматиты (гигантозернистые), ашлиты (гололейкократовые мелкозернистые гранобластовые);

3) псевдомагматиты — породы магматического облика — продукты преобразования при температурах, близких к магматическим, в твердом состоянии первично-магматических или осадочных пород — изохимической перекристаллизации или метасоматоза.

II. Среди эвмагматитов по структуре, обусловленной режимом затвердевания и кристаллизации, можно выделить:

1) гранолиты — яснокристаллические магматиты — продукты медленной кристаллизации. Породы интрузивного облика;

2) порфиrolиты и микролиты — порфировые и афировые. Продукты кристаллизации в две стадии — медленного и быстрого охлаждения или одной — быстрого. Породы эффузивного облика;

3) промежуточные между первыми двумя. Породы жильного облика.

Все три группы аналогичны по химическому, большей частью минеральному составу, различаясь по структуре. По условиям залегания могут быть интрузивными или излившимися. Границы между группами неизбежно условны. В природе можно встретить все переходные разности, иногда в одном геологическом теле.

В основе классификации должны лежать химический состав — функция условий генерации магм и состава субстрата — и в его рамках — минеральный — функция условий формирования пород.

III. В основе классификации магм по химическому составу должен лежать котектический принцип, обусловленный сосуществованием любых магм в момент их генерации — селективного плавления какого-то субстрата (верхней мантии, земной коры) или фракционирования ранее возникших магм, с каким-то числом твердых фаз, большим единицы.

Состав котектических расплавов определяется составом субстрата и условиями генерации магм — общим давлением, составом и давлением летучих компонентов, в первую очередь воды. Вулканиды и гипабиссальные фации магматитов могут возникнуть только из магм, бедных водой или почти сухих, ибо богатые водой магмы не могут достигать верхних горизонтов земной коры и тем более изливаться на поверхность, так как потеря воды при их подъеме неизбежно вызывает кристаллизацию.

IV. Выделяются два главных типа эвмагматитов и сопряженных с ними мантийных реститов: нормальный и щелочной, охватывающие составы от ультрамагнезиальных — дунитов, содержащих более 50% окиси магния, до предельно лейкократовых, почти лишенных ее.

В меланократовых (> 50% фемических силикатов или 10% MgO) разностях первого типа глинозем в весовом выражении слегка преобладает над известью, в разностях второго известь преобладает над глиноземом, что сочетается с повышенными содержаниями титана, щелочей с преобладанием калия или натрия.

Наиболее богатые магнием эвмагматиты первого типа содержат 30–35% MgO, второго — 40–45%. Мантийные реститы закаленных аналогов не имеют и отделены от эвмагматитов некоторым интервалом содержаний окиси магния (5–10%).

Различие типов объясняется режимом летучих при генерации магм путем селективного плавления вещества мантии: в первом случае — сухого, во втором — при активном участии углекислоты, которая в условиях высоко-

го давления (не ниже гранатовой фации) извлекает из мантии кальций за счет разложения его силикатов, наименее устойчивых к ее воздействию благодаря наивысшей из всех карбонатов двухвалентных металлов температуре диссоциации кальцита. Одновременно извлекаются щелочи и титан и другие элементы и вещество мантии очищается до почти мономинерального предельно простого по составу дунита, содержащего тысячные доли процента кальция, алюминия, титана.

Мантийные реститы в первом типе сложены рядом истощенные лерцолит—гарцбургит—дунит, в различных барофациях — гранатовой, шпинелевой, плагиоклазовой, фиксирующим различные стадии и степень селективного плавления и очищения вещества верхней мантии от ряда элементов — кальция, алюминия, титана, натрия и др., во втором типе — дунитами, аналогичными первому типу.

V. Эволюция магм в обоих типах подчиняется общему стремлению к наиболее легкоплавким и лейкократовым составам, почти лишенным магния. В первом типе это стремление реализуется кратчайшим путем, во втором — через щелочно-ультраосновные, обогащенные кальцием расплавы. Наряду с генеральным в этом типе выделяется второе—крайнее направление — кимберлит-альноит-карбонатитовое, обусловленное стремлением к чисто кальцитовым расплавам, играющим роль плавня, растворяющего тугоплавкий оливин.

VI. В эвмагматитах каждого типа выделяют гиперкотектоиды и мезокотектоиды. Первые пересыщены по отношению к котектикам с участием салических минералов фемических силикатами, слагающими поэтому фенокристы в закаленных порфириновых фациях (преимущественно оливинные). В первом типе это серия нормальных известково-щелочных пикритовых порфиритов, изображаемая на диаграмме $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ прямой линией, которую (серию) можно представить как раствор оливина (дунита) в базальтовой магме в различных пропорциях.

Во втором — это обогащенные титаном и щелочами меймечиты и пикритовые порфириты, в том числе мелилитовые, сменяющиеся меланократовыми базальтами, включая мелилитовые, и затем мезократовыми щелочными базальтами, представляющими базит-лейколитовое направление. Специфичны отмеченные выше кимберлиты и ассоциированные с ними вулканыты, анкаратриты, авгититы — редкие породы, обогащенные клинопироксеном, богатые его фенокристами.

VII. Мезокотектоиды отвечают котектикам с участием салических минералов. В соответствии с наиболее общими законами кристаллизации силикатных расплавов их меланократовость большей частью прямо связана с известковистостью салических минералов и падает по мере ее уменьшения, подчиняясь котектическим закономерностям, от 50–60% почти до нуля. Если главным направлением эволюции магм в гиперкотектоидах было уменьшение содержания магния при примерном сохранении кальций-алюминиевого отношения, то в мезокотектоидах главное направление эволюции — стремление к расплавам, практически не содержащим кальция и магния при примерном сохранении кальций-магниевого отношения и возрастании доли алюминия.

Появление новой фазы салических минералов на ликвидусе природных силикатных систем объясняет резкий излом вариационных линий при пере-

ходе от гиперкотектоидов к мезокотектоидам в области состава базальтоидов и габброидов, чем и объясняется устойчивость их состава, особенно базальтов, и широкое распространение.

Характерная черта большинства мезокотектоидов — присутствие в фенокристаллах всех главных минералов, что свидетельствует об их одновременной кристаллизации, котектическом составе магм, и было использовано Розенбушем как главный диагностический признак при определении порфировых магматитов, в том числе макроскопически.

Отступления от этого объясняются отклонениями состава магм от котектического на уровне кристаллизации и выделением поэтому в первую очередь избыточных против котектики минералов.

Характерный пример — базальты, в которых присутствие в фенокристаллах только плагиоклаза без фемических силикатов — признак, если исключается местное накопление кристаллов плагиоклаза за счет удаления пироксеновых, генерации магм в условиях повышенного общего или водного давления, смещающего котектику в сторону плагиоклаза, который при подъеме магмы и падении давления становится избыточным против котектики. Таким путем образуются плагиофировые, обогащенные глиноземом ("глиноземистые") базальты.

VIII. Среди мезокотектоидов в зависимости от режима воды при генерации магм выделяются три главные группы — близкие к сухим ("сухие"), маловодные и водные. Первые два типа представлены вулканическими и комагматичными плутоническими фациями, третий — только плутоническими, ибо богатство магм водой препятствует подъему их в верхние горизонты земной коры и излиянию на поверхность, а тем самым формированию гипабиссальных и вулканических фаций.

Первые два типа представлены базальтами и ассоциированными с ними вулканитами в рамках составов базальт—липарит—трахит—фонолит, третий — глубинными гранитами и гранитоидами — продуктами водного анатексиса вещества земной коры в условиях амфиболитовой фации метаморфизма при давлениях воды 3—5 кбар на глубинах 10—20 км.

Благодаря сухости магмы в первом типе подъем и вызванное этим падение давления поддерживают ее в перегретом состоянии и препятствуют кристаллизации, чем объясняется афировость пород. Этим же объясняется низкое давление кислорода и позднее выделение магнетита, способствующее накоплению железа в остаточных расплавах и дифференциации по фернеровскому типу, которая сменяется боуэновской и заканчивается липаритами с образованием типичных для афировых базальтов контрастных базальт-липаритовых серий.

В маловодном типе повышенное содержание воды вызывает ее удаление при подъеме магмы, что повышает ее тугоплавкость, охлаждает и способствует кристаллизации, образованию порфировых структур, повышенной explosивности. Вода повышает потенциал кислорода, способствуя тем самым раннему выделению магнетита и боуэновскому направлению дифференциации в сторону липаритов с образованием непрерывных базальт-андезит-дацит-липаритовых серий, заканчивающихся большей частью на дацитах. Характерна пониженная меланократовость, обусловленная генерацией магм при повышенном давлении воды.

В результате сухой тип характеризуется криволинейной или ломаной

формой вариационных кривых на любых диаграммах благодаря смене двух направлений дифференциации, маловодный тип — прямолинейной.

Для всех типов, включающих вулканические и плутонические фации — сухого, маловодного, углекислого, характерно присутствие акцессорного титаномагнетита магматической стадии, инертное поведение галогенов, определяемое их содержанием в исходной магме и законами кристаллизации: отношения фтор : хлор и фтор : вода в гидроксилсодержащих минералах — апатите, амфиболе биотите в ходе процесса возрастают в кристаллах и расплаве.

Для водного типа, напротив, характерно отсутствие первичного акцессорного магнетита, подвижное поведение галогенов, задаваемое извне. Отношение фтор : хлор : вода в гидроксилсодержащих минералах гранитоидов и вмещающих их также безмагнетитовых метаморфитов амфиболитовой фации одинаково. Отношение галогены: вода минимально.

IX. Область мезокотектоидов в самом широком смысле ограничена: а) предельно лейкократовыми, наиболее богатыми щелочами и бедными известью и наиболее меланократовыми (до 50–60% FEM) и большей частью известковыми составами; б) предельно недосыщенными кремнеземом бесполевошпатовыми составами котектической нефелин-клинопироксеновой моновариантной серии ийолит (нефелинит) — уртит и предельно богатой кремнеземом моновариантной кварц-полевошпатовой котектической серии гранитов-липаритов.

Внутри крайних по степени насыщенности кремнеземом котектик выделяются две моновариантные котектические серии, составляющие в совокупности с крайними жесткую основу классификации мезокотектоидов: нефелин-плаггиоклаз-клинопироксеновая (базанит-фонолитовая) и плаггиоклаз (полево шпат)-клинопироксеновая (оливин, гиперстен) или базальт (габбро)-трахитовая (сиенитовая). Последняя серия является термическим барьером, разделяющим всю область мезокотектоидов на две главные части: пере- и недосыщенных кремнеземом пород. Итого выделяются четыре в первом приближении моновариантные котектические серии или ряда, разделенные промежуточными полями бесполевошпатовых нефелиновых, нефелин-полевошпатовых, оливин-пироксен-плаггиоклазовых, кварц-полевошпатовых эвмагматитов. В этих полях породы связаны постепенными переходами и границы неизбежно условны. Поля представляют собой в первом приближении бивариантные серии, в которых меланократовость является функцией состава щелочной части. Моновариантные серии представляют собой границы и пересечение бивариантных полей. В рамках последних выделяются формально бесчисленные моновариантные серии, фиксирующие возможные пути эволюции магм в сторону наиболее легкоплавких составов, близких к невариантным: нормально и щелочногранитному (липаритовому), фонолитовому. Статистически среди этих серий резко выделяется одна — базальт-андезит-дацит-липаритовая (габбро-тоналит-гранодиорит-гранитная), близкая к прямолинейной во всех координатах, получившая название известково-щелочной, — основа классификации пересыщенных кремнеземом эвмагматитов, фиксирующая кратчайший путь эволюции от базальтов к липаритам.

Условные границы внутри бивариантных полей могут быть только примерно параллельными моновариантным котектикам, что означает деление

первого порядка по степени насыщенности кремнеземом или по количеству кварца, оливина, нефелина. Второй тип условных границ логически должен выделяться по степени известковистости, с которой коррелируется меланократовость. Деление по калий-натриевому, железо-магниевому, железо-титановому отношению, по степени известковистости фемических нормативных минералов является делением следующих порядков.

X. Внутри групп и видов по химическому составу выделяются минеральные фации — первичные и вторичные, обусловленные условиями кристаллизации и преобразования пород. В одних случаях, например в ультрамафитах, наиболее важны барофации (гранатовая, шпинелевая, плагиоклазовая), в других — термофации (например, однополюшошпатовые и двухполюшошпатовые в гранитах). Важно выделение безводных и водных, восстановительных и окислительных фаций, фиксируемых прежде всего поведением железа, магнетитовых и безмагнетитовых.

XI. В классификации необходим учет вторичных изменений минерального состава — изо- и аллохимических, структуры — результата диафореза и наложенных процессов метаморфизма. Изменения лучше всего обозначать с помощью прилагательных с сохранением названия первичной породы, если только она может быть установлена.

XII. К горным породам неприменим принцип формальной классификации органического мира ввиду отсутствия четко выраженных дискретных таксонов. В отличие от органического мира горные породы представляют собой серии с постепенными внутренними переходами различной вариантности — нон-, моно-, би- и более сложные, определяемые генезисом, выявляемые статистически, с той или иной степенью дисперсии, обусловленной отклонениями от идеальных условий. Поэтому классификация горных пород, и в том числе магматических, не может не быть генетической. Само понятие "магматические" — генетическое. Это уже исключает возможность формального подхода.

XIII. Бивариантные серии классифицируются на двухмерной, моновариантные — на одномерной основе. Наиболее важны двухмерные количественные химические и минералогические классификации. Для мезокотектоидов — это классификация на салической основе в координатах $\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2$, Q- α , для гиперкотектоидов и базитов на фемической — в координатах $\text{MgO}-\text{FeO}'$ и TiO_2 . Для базитов (мафитов), т.е. эвмагмитов с меланократовостью, близкой к 50%, полезно сочетание классификаций на салической и фемической основе.

Одномерные классификации применимы в определенных рамках: по содержанию кремнезема для серии базальт-липарит (габбро-гранит), по содержанию окиси магния для магмитов с преобладанием фемических минералов.

1. *Баскина В.А.* Ультракалийевые липариты Приморья. — Сов. геол., 1978, № 1, с. 72—84.
2. *Багиева И.Д.* Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова. Л.: Наука, 1976. 224 с.
3. *Бичан Р.* Происхождение хромитовых пластов комплекса Хартли Великой Дайки (Родезия). — В кн.: Магматические рудные месторождения /Пер. с англ. под ред. В.И. Смирнова. М.: Недра, 1973, с. 86—98.
4. *Бобривич А.П., Соболев В.С.* Кимберлитовая формация северной части Сибирской платформы. — В кн.: Петрография Восточной Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1962, т. 2, с. 341—416.
5. *Боуэн Н.Л.* Эволюция изверженных пород. М.; Л.: ОНТИ, 1933.
6. *Бутакова Е.Л., Егоров Л.С.* Маймеча-Котуйский комплекс щелочных и ультраосновных формаций. — В кн.: Петрография Восточной Сибири. Сибирская платформа и ее северное обрамление. М.: Изд-во АН СССР, 1962, т. 1, с. 417—587.
7. *Вертушков Г.Н.* Морфология порфировидных выделений микроклина. — Сб. Львов. геол. о-ва, 1954, вып. 8, с. 65—74.
8. *Геохимия глубинных вулканических пород и ксенолитов.* М.: Наука, 1980. 332 с.
9. *Глубинные ксенолиты и верхняя мантия.* Новосибирск: Наука, 1975. 271 с.
10. *Джексон Е.Д.* Вариации химического состава сосуществующих хромита и оливина в хромитовых зонах комплекса Стиллуотер. — В кн.: Магматические рудные месторождения /Пер. с англ. под ред. В.И. Смирнова. М.: Недра, 1973, с. 43—46.
11. *Дошляница В.А., Инина К.А.* Сборник химических анализов горных пород Карелии. Петрозаводск, 1967. 177 с.
12. *Душин В.Н.* Базальтоиды девонской вулканической серии Северо-Минусинской впадины. — Геология и геофизика, 1978, № 1, с. 131—135.
13. *Дэли Р.О.* Изверженные породы и глубины Земли. Л.; М.: ОНТИ, 1936. 591 с.
14. *Ефимов А.А., Ефимова Л.П.* Кытлымский платиноносный массив. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. М.: Недра, 1967, вып. 13. 332 с.
15. *Ефимов А.А.* Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 232 с.
16. *Заварицкий А.Н.* Введение в петрохимию изверженных горных пород. 2-е изд. М.: Изд-во АН СССР, 1950. 400 с.
17. *Заварицкий А.Н.* Изверженные горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1950. 480 с.
18. *Заварицкий А.Н., Гоньшакова В.И.* Определитель горных пород, вмещающих колчеданные залежи Урала. М.: Металлургиздат, 1945. 66 с.
19. *Заварицкий В.А.* Спилито-кератофировая формация окрестностей месторождения Блявы на Урале. — М., 1948. 83 с. (Тр. ИГН АН СССР. Сер. петрогр.; Вып. 71, № 24).
20. *Иванов К.П.* Триасовая трапповая формация Урала. М.: Наука, 1974. 157 с.
21. *Илупин И.П., Каминский Ф.В., Францессон Е.В.* Геохимия кимберлитов. М.: Недра, 1980. 352 с.
22. *Йодер Х.* Образование базальтовой магмы. М.: Мир, 1979. 238 с.
23. *Ирвин Т.Н., Смит К.Х.* Первичные окисные минералы в расслоенной серии интрузии Маскокк. — В кн.: Магматические рудные месторождения /Пер. с англ. под ред. В.И. Смирнова. М.: Недра, 1973, с. 67—85.
24. *Кеннеди Дж.* О роли воды в магме. — В кн.: Земная кора. М.: Иностран. лит., 1958, с. 505—519.
25. *Классификация и номенклатура магматических горных пород.* М.: Недра, 1981. 160 с.
26. *Колман Р.Г.* Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.

27. Куликов В.С. Вулканы края Ветреный пояс (юго-восток Балтийского щита). — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1971, вып. 3, с. 253—265.
28. Куно Х. Серии изверженных горных пород. — В кн.: Химия земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1964, с. 107—121.
29. Кутолин В.А., Фролова В.М. Глубинные включения в базальтоидах и щелочных габброидах континентов. Минусинская впадина. — В кн.: Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, 1975, с. 68—82.
30. Левинсон-Лессинг Ф.Ю. К вопросу о химической классификации изверженных горных пород. — Тр. СПб. о-ва естествоиспытателей, 1896, т. 27, вып. 1, с. 175—176.
31. Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Исследования по теорической петрографии в связи с изучением изверженных пород Центрального Кавказа. — Тр. СПб. о-ва естествоиспытателей, 1898, т. 26, вып. 5.
32. Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Очерки по систематике изверженных пород. Отд. 3. О мелафире. — Изв. СПб. политехн. ин-та, 1913, т. 20, с. 755—760.
33. Левинсон-Лессинг Ф.Ю. О пределах и подразделениях семейства андезитов. — Изв. Геол. ком., 1924, т. XLIII, № 6, с. 723—724.
34. Левинсон-Лессинг Ф.Ю. О разграничении базальтов и андезитов. — Изв. Геол. ком., 1925, т. XLIV, № 4, с. 411—421.
35. Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Некоторые опорные вопросы систематики и номенклатуры изверженных пород. — Докл. АН СССР. Сер. А, 1928, № 9, с. 139—142.
36. Левинсон-Лессинг Ф.Ю. О разграничении липаритов и дацитов. — Докл. АН СССР. Сер. А, 1930, № 8, с. 179—184.
37. Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Статистическая характеристика химизма трахитов. — Изв. АН СССР. Сер. 7, 1933, № 1, с. 101—170.
38. Лурье М.Л., Масайтис В.Л., Полунина Л.А. Интрузивные траппы западной окраины Сибирской платформы. — В кн.: Петрография Восточной Сибири. М. 1962, т. 1, с. 5—70.
39. Магматические и горные породы: Классификация, номенклатура, петрография / Под ред. О.А. Богатикова и др. М.: Наука, 1983. Ч. 1/2. 768 с.
40. Малахов И.А. Петрохимия ультрабазитов Урала. — Тр. ИГГ УФАН СССР, 1966, вып. 79. 234 с.
41. Малахова Л.В., Чурилин Н.С. Базальтоидные гранитоиды и их комагматы в Тагильском прогибе. (Средний Урал). — Тр. ИГГ УНЦ АН СССР, 1972, вып. 93, с. 33—74.
42. Малахова Л.В., Штейнберг Д.С. Лабрадоровый плаггиогранит из Западных Мугоджар. — Докл. АН СССР, 1974, т. 218, № 3, с. 671—673.
43. Маракушев А.А. Минеральные фации гранитоидов. — В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск: Сред.-Урал. кн. изд-во, 1971, с. 44—53.
44. Марковский Б.А., Ротман В.К. Геология и петрология ультраосновного вулканизма. Л.: Недра, 1981. 248 с.
45. Наседкин В.В. Водосодержащие вулканические стекла кислого состава, их генезис и изменения. — Тр. ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 98. 210 с.
46. Паффенгольц К.Н. Стратиграфия четвертичных лав Восточной Армении. — Зап. Российского минерал. о-ва, 1931, вып. 2, ч. X.
47. Попкова М.И., Кайданова Е.Ф., Петровская Н.Ф., Климовская Т.В., Саврасов Н.П. Сборник химических анализов изверженных горных пород Южной части Дальнего Востока. Благовещенск: Хабар. кн. изд-во, 1961. 701 с.
48. Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
49. Розенбуш Г. Описательная петрография. М.: Горгеолиздат, 1934. 719 с.
50. Румянцева Н.А. Формация щелочных базальтоидов западного склона Урала. — В кн.: Щелочные вулканические формации складчатых областей. Л.: Недра, 1967, с. 132—257.
51. Савельев А.А. Эволюция хромитов в альпийских гипербазитах (Войкар-Сынбинский массив). — В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала: Тез. докл. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974, с. 47—49.
52. Симон А.К., Баскина В.А. Пикриты и проблемы ультраосновного магматизма. — В кн.: Очерки геологической петрологии. М.: 1976, с. 260—273.
53. Сиротин К.М. О происхождении вкра-

- пленников микроклина в гранитах Орского Зауралья. — Геология и разведка, 1966, №7, с. 61—65.
54. *Соболев Н.В.* Кристаллические включения в алмазах. — В кн.: Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, 1975, с. 18—26.
 55. *Старков Н.П.* Древняя формация пикритовых порфиритов Западного склона Урала. — Докл. АН СССР, 1967, т. 177, №1, с. 189—192.
 56. *Старков Н.П.* Ультраосновные породы Вишерско-Сарановского пояса. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Ультрабазиты. Свердловск: УФАН СССР, 1962, с. 56—73.
 57. *Тиррель Г.В.* Основы петрологии. М.: ГОНТИ, 1932. 328 с.
 58. *Тернер Ф., Ферхуген Дж.* Петрология изверженных и метаморфических пород. М.: Иностран. лит., 1961. 592 с.
 59. Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. 488 с.
 60. *Трофимов В.С.* Геология месторождений природных алмазов. М.: Недра, 1980. 304 с.
 61. *Уокер Ф., Польдерварт А.* Долериты Карру Южно-Африканского Союза. — В кн.: Геология и петрография трапловых формаций. М.: Иностран. лит., 1950, с. 8—182.
 62. *Усов М.А.* Фазы эффузивов. — Изв. Том. техн. ин-та, 1924, т. 46, вып. 1, с. 8—38.
 63. *Устиев Е.К.* Охотский структурный пояс и проблемы вулканоплутонических формаций. — В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 161—182.
 64. *Уэйджер Л., Браун Г.* Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.
 65. *Ферштатер Г.Б.* Магнитогорская габбро-гранитная интрузия. Свердловск: Сред.-Урал. кн. изд-во, 1966. 144 с.
 66. *Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С.* Особенности состава пегматитов, ассоциированных с гранитами различных фаций глубинности. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 11, с. 69—78.
 67. *Ферштатер Г.Б.* О двух главных генетических типах габбро. — Докл. АН СССР, 1979, т. 246, № 4, с. 946—950.
 68. *Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С.* Петрология магматических гранитоидов. М.: Наука, 1975. 288 с.
 69. *Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С.* Феррофации гранитоидов. — Геохимия, 1978, № 2, с. 147—161.
 70. *Фролова Т.И., Бурикова И.А.* Геосинклиальный вулканизм. М.: Изд-во МГУ, 1977. 264 с.
 71. *Царицын Е.П.* Состав акцессорных и рудных хромшпинелидов в гипербазахитах. — В кн.: Генезис ультрабазитов и связанного с ними оруденения. Свердловск: Сред.-Урал. кн. изд-во, 1977, вып. 127, с. 83—95.
 72. *Шрок Р.* Последовательность в свитах слоистых пород. М.: Иностран. лит., 1950. 564 с.
 73. *Штейнберг Д.С.* О классификации гранитоидов. — Тр. и материалы Свердловского горного ин-та, 1939, вып. 4.
 74. *Штейнберг Д.С.* К петрохимии гранитов Урала. — Тр. Горно-геол. ин-та УФАН СССР, 1944, вып. 3. 80 с.
 75. *Штейнберг Д.С.* Закономерности вещественного состава гранитов Урала. — Зап. Урал. геол. о-ва, 1948, вып. 1, с. 38—40.
 76. *Штейнберг Д.С.* О химической классификации эффузивных горных пород. — Тр. I Урал. петрогр. совещ., 1963, т. 2, с. 105—110.
 77. *Штейнберг Д.С.* О химической классификации эффузивных горных пород. — Тр. Ин-та геол. УФАН СССР, 1964, вып. 72. 106 с.
 78. *Штейнберг Д.С.* О петрохимическом методе при изучении эффузивных горных пород. — В кн.: Палеовулканизм Урала. Свердловск: Сред.-Урал. кн. изд-во, 1968, с. 176—183.
 79. *Штейнберг Д.С.* О химической классификации эффузивных горных пород. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм и металлогения Урала. Свердловск: Сред.-Урал. кн. изд-во, 1969, с. 105—110.
 80. *Штейнберг Д.С.* О классификации магматических горных пород на генетической физико-химической основе. — В кн.: Ежегодник—1969. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1970, с. 23—29.
 81. *Штейнберг Д.С.* Основы классификации гранитоидов Урала. — Тр. ИГГ УНЦ АН СССР. Свердловск, 1972, вып. 93, с. 3—11.
 82. *Штейнберг Д.С.* Развитие идей А.Н. Заварицкого в области петрологии. — В кн.: Проблемы геологии,

- петрологии, рудогенеза. Свердловск; ИГГ УНЦ АН СССР, 1972, с. 38–46.
83. Штейнберг Д.С. О классификации гранитоидов и гранитов. — Тр. ИГГ УНЦ АН СССР, 1975, вып. 122, с. 3–10.
 84. Штейнберг Д.С. О классификации магматических горных пород (магматитов) на естественно-исторической и физико-химической основе. — В кн.: — Очерки геологической петрологии. М.: Наука, 1976, с. 184–195.
 85. Штейнберг Д.С. Наиболее общие закономерности химического состава магматитов. — В кн.: Ежегодник—1981. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1982, с. 28–32.
 86. Штейнберг Д.С., Белянина Г.П. Первичные и вторичные вариации состава метабазальтов Карамалыташского комплекса на Южном Урале (Сибай). — В кн.: Ежегодник—1976. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1977, с. 35–36.
 87. Штейнберг Д.С., Бушляков И.Н., Вилисов В.А. О петрогенетическом значении фтор-хлор-водного отношения в породообразующих минералах. — Докл. АН СССР, 1974, т. 218, № 6, с. 1438–1444.
 88. Штейнберг Д.С., Еремина М.В. Новые данные по петрологии Волковского месторождения. — В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: УФАН СССР, 1963, т. 1, с. 431–438.
 89. Штейнберг Д.С., Коротеев В.А. О возможности использовании показателей преломления искусственных стекол для приблизительного определения состава эффузивных горных пород Урала. — Докл. АН СССР, 1965, т. 160, № 4, с. 934–936.
 90. Штейнберг Д.С., Коротеев В.А. Бивариантная серия эффузивных горных пород Урала. — В кн.: Вулканические образования Урала. Свердловск: УФАН СССР, 1968, с. 11–16.
 91. Штейнберг Д.С., Малахова Л.В. О генетическом значении степени окисления железа в биотите в магматических горных породах. — Тр. Ин-та геол. УФАН СССР, 1965, вып. 70, с. 21–26.
 92. Штейнберг Д.С., Ферштатер Г.Б. Об особенностях химического состава гранитов вулканических и плутонических ассоциаций. — Докл. АН СССР, 1968, т. 182, № 4, с. 918–921.
 93. Штейнберг Д.С., Ферштатер Г.Б. О генезисе кварц-полевошпатовых сростаний в гранитоидах. — В кн.: Ежегодник — 1969. Свердловск: ИГГ УФАН СССР, 1970, с. 53–58.
 94. Штейнберг Д.С., Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С., Малахова Л.В., Бушляков И.Н., Краснобаев А.А., Чашухин В.А. Основные проблемы петрологии гранитоидов. — В кн.: Проблемы петрологии и геологии гранитоидов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1971, с. 3–33.
 95. Штейнберг Д.С., Ферштатер Г.Б., Фоминых В.Г. Фации глубинности гранитоидов Урала. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1968, вып. 4, ч. 97, с. 386–393.
 96. Штейнберг Д.С., Фоминых В.Г. Состав акцессорного титаномагнетита в различных генетических типах гранитоидов Урала. — Докл. АН СССР, 1961, т. 132, № 5, с. 1208–1210.
 97. Штейнберг Д.С., Фоминых В.Г., Смирнова Т.А. Распределение железа и титана между силикатными и рудными минералами в вертикальном разрезе нижнекаменноугольных потоков в Магнитогорском районе Южного Урала. — В кн.: Вулканические образования Урала. Свердловск: УФАН СССР, 1968, с. 161–166.
 98. Штейнберг Д.С., Чашухин И.С., Царицын Е.П. Закономерности химического и минерального состава альпийно-типовых ультрабазитов ряда дунит-гарцбургит-лерцолит. — Докл. АН СССР, 1982, т. 266, № 5, с. 1251–1254.
 99. Эдвардс А.В. Дифференциация в долеритах Тасмании. — В кн.: Геология и петрография траптовых формаций. М.: Иностран. лит., 1950, с. 183–243.
 100. Эрлих Э.Н. Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции. М.: Наука, 1966. 279 с.
 101. Abich H. Über die Natur und den Zusammenhang der vulkanischen Bildungen. Braunschweig, 1841, S. 42.
 102. Amstutz G. Spilites and spilitic rocks. Springer Verl. New York, 1974, N 7. 482 p.
 103. Boettcher A.L., Wyllie P.J. Melting of granite with excess H₂O to 30 kilobars. — pressure J. Geol., 1968, vol. 76, N 2, p. 234–244.
 104. Bowen N.L. The crystallization of haplobasaltic, haplodioritic and related

- magmas. — Amer. J. Sci., 1915, vol. 40, Ser. 4, p. 161–185.
105. *Brögger W.C.* Die Eruptivgesteine des Christianiagebietes. Th. 1–4, 7. Vidensk. Skrift., M.-N. Kl., 1895, N 7.
 106. *Carmichael I.S.E.* The Petrology of Thingmuli, a Tertiary Volcano in Eastern Iceland. — J. Petrol., 1964, vol. 5, p. 435–460.
 107. *Carmichael I.S.E., Turner F.I., Verhogen J.* Igneous Petrology McGraw-Hill, New York, 1974. 739 p.
 108. *Chappel B.W., White A.J.R.* Two contrasting granite types. — Pacif. Geol., 1974, N 8, p. 173–174.
 109. *Cross W., Iddings J., Pirsson L., Washington H.A.* A quantitative chemico-mineralogical classification of igneous rocks. Chicago, 1903. 153 p.
 110. *Dmitriev L.* Petrochemistry of basalts and plutonic rocks. Leg 37, Deep Sea Drilling project. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 37, 1977, p. 681–693.
 111. *Dodge F.C., Smith V.C., Mays R.E.* Biotites from granitic rocks of the Central Nevada batholith, California. — J. Petrol., 1962, N 2.
 112. *Dodge F.C., Papike Y.J., Mays R.E.* Hornblendes from granitic rocks of the Central Sierra Nevada batholith, California. — J. Petrol., 1968, vol. 9, N 3, p. 378–410.
 113. *Fournier R.O.* The Porphyry copper deposit exposed in the liberty open-pit mine near Ely, Nevada. — Econ. Geol., 1967, vol. 62, N 2, p. 207–227.
 114. *Gass I.G.* Ultrabasic pillow lavas from Cyprus. — Geol. Mag., 1958, vol. 95, p. 241–251.
 115. *Goldschmidt V.M.* Geologisch-petrographische Studien im Hochgebirge des südlichen Norwegens. 4. Übersicht der Eruptivgesteine im Kaledonischen Gebirge zwischen Stavanger und Trondljem. 1916. 140 S.
 116. *Green D.H.* The petrogenesis of the high-temperature peridotite intrusion in the Lizard area, Cornwall. — J. Petrol., 1964, vol. 5, p. 134–188.
 117. *Harker A.* Natural history of the igneous rocks. Macmillan, London, 1909.
 118. *Hess H.H.* A primary peridotite magma. — Amer. J. Sci., 1938, vol. 35.
 119. *Irvine T.N.* Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part 2. Petrologic applications. — Canad. J. Earth. Sci., 1967, vol. 4, p. 71–103.
 120. *Johannsen A.* Suggestions for quantitative mineralogical classification of igneous rocks. — J. Geol., 1917, vol. XXV, p. 91.
 121. *Johannsen A.* A quantitative mineralogical classification of igneous rocks—revised. — J. Geol., 1920, 28.
 122. *Johannsen A.* A descriptive petrography of the igneous rocks. Chicago, 1931, vol. 1; 1932, vol. 2; 1937, vol. 3; 1938, vol. 4, p. 318, 428, 360, 523.
 123. *Kennedy W.Q.* Trends of differentiation in basaltic magmas. — Amer. J. Sci., 1933, vol. 25, p. 239–256.
 124. *Lindgren W.* The auriferous veins of Meadow Lake, California. — Amer. J. Sci., 1893, vol. XLIV, 202.
 125. *Lindgren W.* Granodiorite and other intermediate rocks. — Amer. J. Sci., 1900, vol. 9, ser. 4.
 126. *Lofgren G.* Experimentally produced devitrification textures in natural rhyolitic glass. — Bull. Geol. Soc. America, 1971, vol. 82, N 1, p. 111–124.
 127. *Luth W.C., Jahns R.H., Tuttle O.F.* The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars. — J. Geophys. Res., 1964, vol. 69, N 4, p. 759–770.
 128. *Luth W.C.* The systems $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—SiO}_2$ and $\text{KAlSi}_3\text{O}_8\text{—SiO}_2$ to 20 kb and the Relationship between H_2O Content, $P_{\text{H}_2\text{O}}$ and P_{total} in Granitic Magmas. — Amer. J. Sci., 1969, vol. 267—A (Schairer vol.), p. 325–341.
 129. *Mevel C., Velde D.* Clinopyroxenes in Mesozoic pillow lavas from the French Alps: influence of cooling rate on compositional trends. Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, vol. 32, N 2, p. 158–164.
 130. *Nockolds S.R.* Average chemical composition of some igneous rocks. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1954, vol. 63, p. 1007–1032.
 131. *Norton James J.* Composition of a pegmatite, Keystone, South Dakota. — Amer. Miner., 1970, vol. 55, N 5/6, p. 981–1002.
 132. *Osborn E.F., Tait D.B.* The system diopside—forsterite—orthite. — Amer. J. Sci., 1952, Bowen volume, p. 413–433.
 133. *Presnall C.D., Dixon S.A.* et al. Liquidus phase relations on the join diopside—orthite—orthite from 1 atm to 20 kbar: their bearing on the generation and crystallization of basaltic magma. Contribs Mineral and Petrol., 1978, vol. 66, N 2, p. 203–220.
 134. *Presnall D.C., Dixon J.R., O'Donnel T.H., Dixon S.A.* Generation of Mid-ocean

- Ridge Tholeiites. — *J. Petrol.*, 1979, vol. 20, N 1, p. 1–35.
135. *Richardson W.A., Sneesby H.* The frequency distribution of igneous rocks. — *Mineral. Mag.*, 1922, 19.
136. *Rosenbuch H.* *Microscopische Physiographie der massigen Gesteine.* 1. Aufl. Stuttgart, 1877; 2. Aufl. Stuttgart, 1887; 3. Aufl. Stuttgart, 1897; 4. Aufl. Stuttgart, 1907–1908.
137. *Shand S.J.* On saturated and unsaturated igneous rocks. — *Geol. Mag.*, 1913, X, p. 508–514.
138. *Sinton J.M.* Equilibration history of the basal alpine-type peridotite, Red Mountain, New Zealand. — *J. Petrol.*, 1977, vol. 18, N 2, p. 216–246.
139. *Shcheka.* Igneous rocks of Deep Sea Drilling Project Leg 61. Nauru Basin. — In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Washington, 1981, vol. 61, p. 633–646.
140. *Taylor G.J., Keil K., Shirley D.N., Wasson J.T.* Petrology and chemistry of two "large" granite clasts from the Moon. — *Earth and Planet. Sci. Letters*, 1983, vol. 64, N 2, p. 175–185.
141. *Tuttle O.F., Bowen N.Z.* 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, N 74, p. 153.
142. *Ussing N.V.* Geology of the country around Julianehaab, Greenland. *Meddel. om Greenland*, 1911, 38.
143. *Vogt J.H.L.* Über anchi–monomineralische und anchi–eutektische Eruotivgesteine. — *Vidensk. Selsk. Skr. Kristiania*, M.–N. Kl., 1908, N 10, p. 10–25.
144. *Vogt J.H.L.* The physical chemistry of the crystallization and magmatic differentiation of igneous rocks. — *J. Geol.*, 1921, vol. 29, N 4,5, 6,7; 1922, vol. 30, N 7, 8; 1923, vol. 31, N 3, 5.
145. *Vogt J.H.L.* The physical chemistry of the magmatic differentiation of igneous rocks. — *Skrift. Viden. Akad.*, 1. M.–N. Kl., Oslo, 1931.
146. *Washington H.S.* Chemical analyses of igneous rocks. *US Geol. Surv. prof. Paper*, 1917, N 99, p. 1211.
147. *Wyllie P.J.* *Ultramafic and related rocks.* New York, London, Sydney: John Wiley and sons, Inc., 1967. 464 p.
148. *Yoder H.S.* Albite–Anorthite–Quartz–Water at 5 kb. *Carnegie Inst. Year Book–1967* D.C., Washington, 1967, p. 477–478.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Глава I

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ КЛАССИФИКАЦИИ 3

Генетическая основа классификации	12
✓ Принципы деления магматитов и их аналогов	12
Разграничение магматитов и метаморфитов	16
Общие закономерности состава эвмагматитов	18
Мезокотектоиды	36
Гиперкотектоиды	43
Минеральные фации	44
Классификация породообразующих минералов	44
Взаимные зависимости между минеральным и химическим составом пород	46
Принцип минеральных фаций	47
Термофации	51
Гидрофации	53
Окислительно-восстановительные фации	55
Барофации	57
Кинетические фации	59
Структурные фации	62
Общие сведения	62
Полнокристаллические структуры	63
Абсолютный размер зерен	63
Облик зерен	64
Порядок выделения и идиоморфизм	64
Закаленные фации	67
Структуры основной массы	71
Тектурные фации	75
✓ Химический состав как основа классификации магматитов	77
Петрохимия как метод	79
Пересчеты химических анализов	83
Графическое изображение химических составов	91
Количественные химические классификации	96

Глава II

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ СИСТЕМАТИКИ 111

Ультрамафиты и меланолиты	112
Перенасыщенные кремнеземом мезокотектоиды	124
Общая характеристика	124
Гранитоиды	128
Группа гранита-липарита	139
Аляскиты	146
Заключение	148

ЛИТЕРАТУРА 154

1р. 90 к.

4355