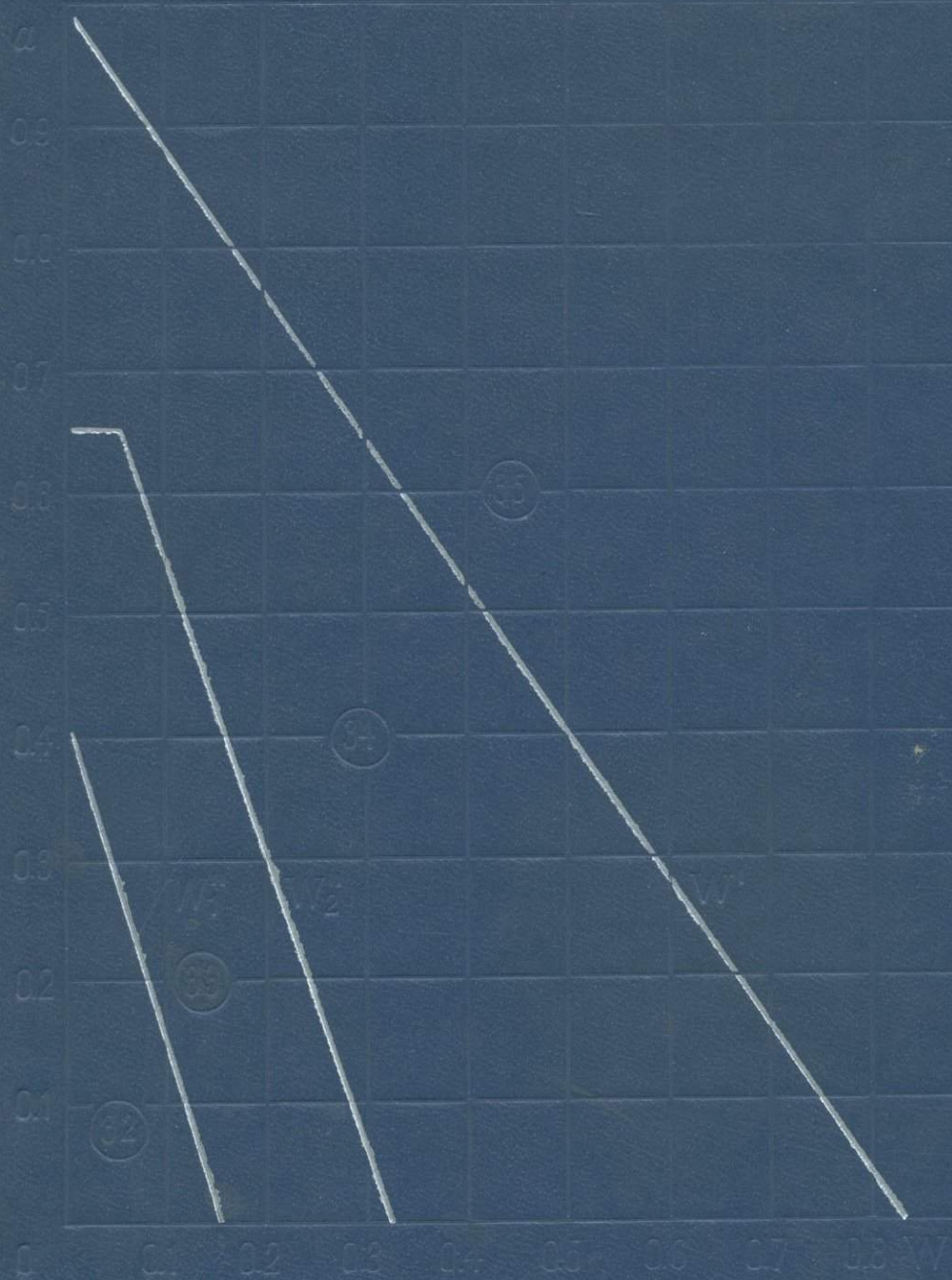


А. РИТМАН

УСТОЙЧИВЫЕ
МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ
ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД



A. Rittmann

STABLE MINERAL ASSEMBLAGES OF IGNEOUS ROCKS
A METHOD OF CALCULATION

With Contributions by

V. Gottini, W. Hewers, H. Pichler, R. Stengelin

Springer-Verlag Berlin – Heidelberg – New York 1973

552.3

А. Ритман

УСТОЙЧИВЫЕ
МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ
ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД

МЕТОД ПЕРЕСЧЕТА

С дополнениями

В. Готтини,

У. Хьюерса,

Г. Пихлера,

Р. Стенгелина

Перевод с английского

А.В. Лапина и И.К. Пятенко

Под редакцией и с предисловием
д-ра геол.-мин. наук *Д.А. Минеева*

Издательство "Мир"
Москва 1975



2229

Работа посвящена одной из важных петрохимических проблем — расчету нормативного состава горных пород. Предлагаемый автором (известным советскому читателю по книге "Вулканы и их деятельность") новый метод пересчета по сравнению с методами, используемыми в настоящее время, позволяет получать результаты, ближе отвечающие реальному минеральному составу пород. Подробно излагаются методические основы и принципы нового метода, возможности использования ЭВМ, даны примеры применения метода в петрологии.

Книга представляет интерес для широкого круга специалистов в области петрологии изверженных пород, студентов и преподавателей геологических вузов и геологических факультетов университетов.

Редакция литературы по вопросам геологических наук

A. Rittmann

STABLE MINERAL ASSEMBLAGES OF IGNEOUS ROCKS

A METHOD OF CALCULATION

With Contributions by

V. Gottini, W. Hewers, H. Pichler, R. Stengelin

© by Springer-Verlag Berlin — Heidelberg, 1973

All rights reserved. Authorized translation from English language edition published by Springer-Verlag Berlin — Heidelberg — New York.

ПРЕДИСЛОВИЕ РЕДАКТОРА

Предлагаемая читателю новая работа проф. А. Ритмана – значительное событие в петрологической литературе. Известный петролог и вулканолог, автор популярной в нашей стране книги "Вулканы и их деятельность" посвятил этот многолетний труд проблеме современной физико-химической петрологии – взаимосвязи между химическим и минеральным составами горных пород и условиями их формирования.

Большой опыт исследования вулканических пород, огромный эмпирический материал и корректный статистико-вероятностный подход позволили автору разработать новый рациональный метод расчета нормативного состава пород, в большей мере отвечающего их реальному минеральному составу, чем нормативный состав, рассчитанный по общепринятой за рубежом системе пересчета $CIPW$ или широко применяемой в отечественной литературе системе пересчета А.Н.Заварицкого.

Выявление средних составов реальных породообразующих минералов из определенных типов горных пород и применение их в качестве нормативных в соответствующих расчетах, резкое расширение круга нормативных минералов, учет основных физических и химических свойств магматических расплавов, фациальной принадлежности горных пород, характера их изменения и других важных особенностей позволяют рассчитать по методу Ритмана нормативный состав магматических пород, в большинстве случаев максимально приближающийся к составу устойчивой минеральной ассоциации, которая могла бы возникнуть при медленной и полной равновесной кристаллизации магмы определенного состава.

В книге подробно излагаются методические основы, принципы и приемы нового метода, приведены ключевые таблицы для пересчета состава разных типов магматических пород и многочисленные конкретные примеры. Использование "норм Ритмана" в сочетании с сис-

тематикой вулканических и плутонических пород, разработанной Штрекгейзенем, позволяет значительно упростить и упорядочить петрографическую терминологию и номенклатуру — актуальность рационального решения этой задачи трудно переоценить.

Автор вполне осознает известные ограничения своего нового метода и целесообразность применения для определенных целей наряду с ним других известных систем пересчета. Вместе с тем рациональность широкого использования норм Ритмана в классификации и номенклатуре вулканических и изверженных горных пород, при сравнении разновозрастных пород из одного региона и вулканических серий различных регионов, при исследовании тенденций магматической дифференциации, эволюции магматических очагов и ряда других проблем несомненна.

Успешному применению метода Ритмана должны способствовать включенные в книгу результаты сравнительного анализа метода Ритмана и системы SPW , выполненного В. Готтини, программа расчета норм Ритмана на ЭВМ, подготовленная Р. Стенгелином и У. Хьюерсом, а также материалы Г. Пихлера и Р. Стенгелина, характеризующие важнейшие аспекты применения нового метода в петрографии и петрологии.

Окончательную же оценку жизнеспособности нового метода должен дать, несомненно, пытливым и заинтересованным читателем.

Д. Минеев

ПРЕДИСЛОВИЕ

Эта книга является результатом длительных исследований, начатых автором около тридцати лет назад. В ней, насколько это возможно, устанавливается связь между химическим и минеральным составом изверженных пород. Каждому петрографу ясно, что эта проблема чрезвычайно важна, особенно потому, что рассматриваемая связь лежит в основе классификации и номенклатуры изверженных пород.

Система CIPW — весьма искусный метод пересчета химического состава пород на нормативный состав — по существу чисто химическая. Состав идеальных *нормативных минералов* не соответствует в ней составу минералов, наблюдаемых в породах. Хотя *нормативный состав* не должен быть тождествен *модальному* (реальному) минеральному составу породы, желательно по крайней мере качественное соответствие между ними. Для ряда типов и групп пород, особенно лейкократовых и богатых кремнеземом, отклонения нормативного состава от модального обычно находятся в допустимых пределах. Однако для меланократовых и высокоосновных пород схема пересчета CIPW очень часто дает результаты, не отражающие реальный минеральный состав. Аномалии, возникающие при пересчете основных вулканических пород, недавно были кратко описаны Чейесом и Йодером [5].

Часто встречающиеся несоответствия между нормативным составом в системе CIPW и модальным составом пород побудили проф. А.Ритмана разработать новый метод пересчета. Первоначально новая система использовалась только для вулканических пород, но в дальнейшем она была модифицирована, и ее стали применять к субвулканическим и плутоническим породам. Для того чтобы было удобно отличать результаты пересчета новым методом от результатов, полученных по системе CIPW, новые нормы называются здесь нормами Ритмана. Автор отнюдь не намеревается заменить расчет

нормативного состава по системе CIPW нормами Ритмана, а лишь предлагает другой метод пересчета. Читатель сам должен решить, какую из схем следует применить в каждом конкретном случае.

Проф. А. Ритман подходит к решению проблемы чисто эмпирически: на основании имеющихся аналитических данных он оценивает средние составы главных минеральных компонентов определенной группы пород; затем полученные данные использует для расчета нормативного состава этой группы пород. Например, в умеренно основных фonoлитах нефелин обычно содержит избыточную окись кремния, в то время как в нефелине из сильно основных и меллитовых нефелинитов избытка окиси кремния фактически не обнаруживается. Схема пересчета Ритмана учитывает эти различия в содержании окиси кремния в нефелине.

Эмпирический подход может быть проиллюстрирован также методом расчета нормативного нефелина и лейцита. Оценка аналитических данных показывает, что появление в модалном составе породы, порознь или вместе, этих двух фельдшпатоидов зависит не только от соотношения $K/(K + Na)$ в породе, но и от степени вязкости магмы. Салические магмы, более вязкие, чем фемические, в большей степени способны удерживать заключенные в них летучие компоненты, что приводит к сокращению поля устойчивости лейцита. Согласно этому, для текучих и вязких магм применяются разные способы пересчета, и в ключевых схемах они обособлены друг от друга. В результате можно получить не только качественное, но и приближенно количественное соответствие между нормативным и модалным составами.

Тем не менее следует подчеркнуть, что нормы Ритмана — это всего лишь нормы, хотя они и представляют собой нечто более реальное, чем нормативный состав, рассчитанный по системе CIPW. Нормативный состав, определенный по новой схеме пересчета, показывает только соотношения различных компонентов, но не их точное содержание. Он может дать приблизительное представление об устойчивых минеральных ассоциациях, которые образовались бы в случае полной кристаллизации магмы, протекающей достаточно медленно для того, чтобы сохранялись условия химического равновесия. Нельзя ожидать полного как качественного, так и количественного соответствия между нормативным составом по Ритману и модалным составом в каждом отдельном случае. Возможные причины некоторых расхождений обсуждаются в специальном разделе книги. Подробное

сравнение расчета нормативного состава по системе СРРВ с методом Ритмана выполнено Виолеттой Готтини.

Для того чтобы помочь читателю в пересчете анализов пород, в книге приводятся подробные ключевые таблицы. Схема пересчета на первый взгляд кажется достаточно сложной и включает несколько ступеней. Однако следует иметь в виду, что для каждой отдельной породы в действительности приходится использовать только часть ступеней. Приведенные примеры применения схемы Ритмана к ряду анализов пород помогут читателю производить самостоятельные пересчеты. Эти примеры демонстрируют то, каким образом можно устранить возможные несоответствия и как их интерпретировать.

Для удобства читателей, которым приходится иметь дело с большим количеством анализов, схема пересчета была запрограммирована для ЭВМ Стенгелином и Хьюерсом. Программа, написанная на языке АЛГОЛ для компьютера CD 3300, приведена в конце книги. Чтобы иметь возможность использовать компьютеры, различные соотношения, приводимые в ключевых схемах, выражаются в виде численных уравнений.

Различные аспекты применения нового метода расчета нормативного состава для решения петрологических проблем обсуждаются в статье Пихлера и Стенгелина.

Система норм, представленная в настоящей работе, в значительной мере призвана внести ясность в весьма запутанную петрографическую номенклатуру. Можно надеяться, что эта книга будет способствовать созданию общепринятой рациональной терминологии изверженных пород.

Хельсинки, апрель 1973 г.

Т. Сахама

I. ВВЕДЕНИЕ

I. Существующие методы пересчета

Идея вывести количественный минеральный состав изверженных пород из их химического состава весьма соблазнительна. Такая попытка была предпринята Кроссом, Иддингсом, Пирссоном и Вашингтоном в 1903 г. и известна как система норм CIPW. В этой системе с помощью фиксированной схемы пересчета результаты химического анализа пород превращаются в стандартный набор нормативных соединений (норм). Содержания выбранных компонентов, представляющих стехиометрически идеальные соединения, выражаются в весовых процентах. Схема по существу основывалась на наблюдениях над вулканическими породами известково-щелочных и натровых серий.

Действительно, результаты расчета нормативного минерального состава во многих случаях довольно хорошо согласуются с модальным, или реально существующим, минеральным составом пород. Однако чаще соответствия между нормативным и модальным составами не наблюдается. Жесткая схема расчета нормативного состава не учитывает реальных составов минералов, слагающих породы.

Метод расчета молекулярных норм, предложенный Ниггли в 1936 г., более гибок. Несмотря на то что этот метод также основан на использовании стехиометрически идеальных соединений, он дает результаты, более близкие к модальному составу. По сравнению с системой CIPW преимуществом норм Ниггли является возможность расчета не только так называемой катанормы, которая в качестве фемических силикатов включает пироксены и оливин, но также и других компонентов модального состава, таких, как биотит, амфиболы и мелилиты. В большинстве случаев такой пересчет в определенных пределах дает возможность взаимного контроля между модальным и химическим составом пород.

В хорошо известной сводке Трёгера [61, 62] приведен минеральный состав примерно тысячи прототипов изверженных пород. Некоторые из

этих модальных составов были определены с помощью метода Розиваля, другие были только приблизительно подсчитаны, но большинство из них пересчитано из химических анализов с использованием системы уравнений, которая не была опубликована в печати¹⁾. Эти уравнения основаны на оценке средних составов главных минеральных компонентов в ряде типов пород. Минералы, использованные для вывода уравнений, перечислены в книге Трёгера [61]. При этом пересчете число уравнений обычно больше числа подлежащих определению компонентов. Такая система "переопределения" позволяет выбрать среди различных уравнений те, которые приводят минеральный состав в более близкое соответствие с модальным составом, наблюдаемым под микроскопом. Если принять во внимание широкие вариации в составе пироксенов и амфиболов, то очевидно, что этот пересчет позволяет получить только приблизительные данные, которые, кроме того, зависят от личного суждения петрографа. Следует также отметить, что большое число приведенных Трёгером анализов, в особенности анализы плутонических пород, относится к более или менее измененным породам, на что указывает как присутствие вторичных минералов, так и особенности химического состава: высокое содержание воды, трехвалентного железа и двуокси углерода или избыток глинозема над суммой молекулярных количеств щелочей и извести. Некоторые анализы явно содержат ошибки, поэтому многие из данных, воспроизведенных Трёгером [61, 62], не были учтены в этой книге.

2. Номенклатура вулканических пород

Большинство петрологов соглашаются с тем, что изверженные породы следует классифицировать в соответствии с их реальным минеральным составом, выраженным в объемных процентах, т.е. в соответствии с модальным составом. Если применять этот принцип к вулканическим породам, терминология и классификация могут быть разработаны только для полнокристаллических разновидностей, модальный состав которых можно определить под микроскопом с помощью точечного подсчета или какого-либо другого метода. Однако полнокристаллическая структура проявляется только у основных вулканических пород. Более кислые породы обычно полукристаллические или полностью стекловатые. Для их правильного наименования минеральный состав должен быть рассчитан исходя из химического анализа.

¹⁾Личное сообщение Трёгера, 1960 г.

К сожалению, существующая в литературе терминология вулканических пород весьма запутана. Несоответствие между наименованиями эффузивных пород и их химическим составом не является исключением. Названия вулканических пород часто основаны только на определении фенокристов, при этом не принимается во внимание состав микрокристаллической или стекловатой основной массы. Химический анализ отражает состав породы в целом и указывает на тип магмы, к которому относится данная порода. Поэтому наименование вулканической породы только на основании оптического определения фенокристов не является достаточно правильным. Тот факт, что многие петрографы и геологи допускают подобную ошибку, может привести к серьезным погрешностям в геологических, петрологических и геофизических выводах.

Учитывая это обстоятельство, мы считаем целесообразным следовать рекомендациям Ниггли [33]: добавлять к наименованиям неполокристаллических пород приставку "фено" в тех случаях, когда породы называют только на основании микроскопического определения их кристаллических составляющих без учета полного химического анализа. Так, например, термин "феноандезит" означает, что порода исследовалась только под микроскопом (или макроскопически) и что ее действительный состав может не соответствовать составу настоящего андезита.

Если имеется химический анализ, рекомендуется при наименовании породы брать за основу не исследование под микроскопом, а точный пересчет анализа. Для того чтобы отразить микроскопическую характеристику породы, для которой определено ее действительное название, полученное в результате пересчета химического анализа, необходимо соединить действительное название и фено-название, используя последнее как определение к действительному названию, например феноандезитовый дацит.

О частоте несовпадения приводимых в литературе названий, данных породам на основании изучения их под микроскопом, с названиями тех же пород, основанными на расчете потенциальных модальных составов по полным химическим анализам, можно судить по данным табл. 1, 2а и 2б. Как видно из таблиц, большая часть так называемых андезитов — это феноандезитовые дациты или феноандезитовые латиандезиты. Если нанести потенциальные модальные составы этих пород на сдвоенный треугольник Штрекейзена (фиг. 3), то можно установить области их распространения (фиг. 1 и 2).

Несоответствие названий пород, приведенных в литературе, названиям, полученным путем пересчета анализов тех же пород по методу Ритмана

Использованы 633 анализа молодых вулканических пород Японии [37] и 232 анализа вулканических пород Гавайских островов [26 и др.]. Анализы стекловатых пород не рассматривались. (По Стенгелину, не опубликовано.)

Типы пород	Япония		Гавайские острова	
	Количество пород, отнесенных к данному типу по литературным данным	Количество пород, отнесенных к данному типу на основании пересчета по Ритману	Количество пород, отнесенных к данному типу по литературным данным	Количество пород, отнесенных к данному типу на основании пересчета по Ритману
Щелочные риолиты	—	3	—	—
Риолиты	35	3	—	—
Риодациты	1	27	1	1
Дациты	54	191	—	—
Плагиодациты	—	108	—	—
Щелочные трахиты	—	1	2	4
Трахиты	—	—	4	—
Латиты	—	4	—	—
Латиандезиты	38	58	—	—
Андезиты	406	218	2	—
Латибазальты	—	—	—	1
Муджиериты	—	2	3	8
Гавайиты	—	16	16	21
Толеитовые базальты	—	2	104	110
Базальты	—	—	36	26
Оливиновые базальты	99	—	39	24
Щелочные базальты	—	—	13	11
Фенотефриты	—	—	—	18
Тефриты	—	—	12	8
Всего	633	633	232	232

Таблица 2а

Несоответствие названий пород, приведенных в литературе, названиям, полученным путем пересчета анализов тех же пород по методу Ритмана

Использован 181 анализ пород (Греция, Эгейское море)[39]

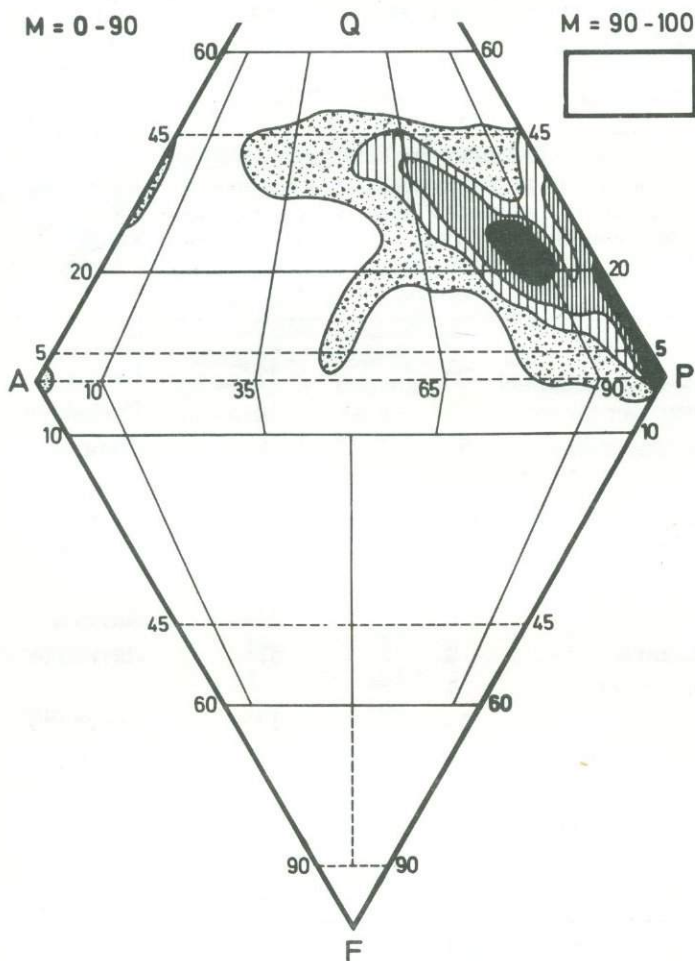
Типы пород (по литературным данным)	Количество пород, отнесенных к данному типу по литературным данным	Количество пород, отнесенных к данному типу на основании пересчета по Ритману	Типы пород (по классификации Штрейкейзена)
Щелочные риолиты	6	21	Щелочные риолиты
Риолиты	24	17	Риолиты
Риодациты	2	14	Риодациты
Дациты и дацитойды	52	29	Дациты
—	—	5	Плагииодациты
Щелочные трахиты	1	—	Щелочные трахиты
Трахиты	4	3	Трахиты
Трахидациты	4	—	—
—	—	11	Латиты
Трахиандезиты	9	57	Латиандезиты
Дацитоандезиты	5	—	—
Андезиты	54	19	Андезиты
Андезитовые базальты	1	—	—
Базальты	2	—	Базальты
Оливиновые базальты	1	—	—
—	—	1	Фонотефриты
Без названия	17	—	—
Всего	181	181	

Таблица 2б

Распределение молодых вулканических пород Греции по петрографическим типам

Использован 181 анализ; цифры, соответствующие старым названиям, приведены в скобках

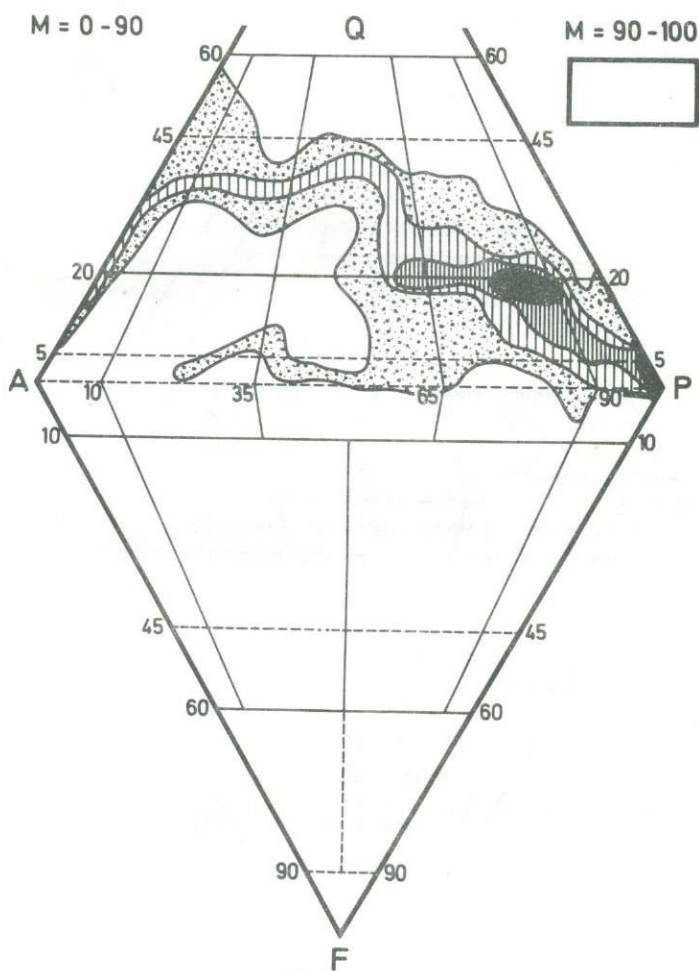
Количество анализов, %	Названия пород	Количество анализов, %	Названия пород
31,5 (2,2)	Латиандезиты	7,8 (1,1)	Риодациты
16,0 (28,7)	Дациты	6,1 (—)	Латиты
11,4 (2,8)	Щелочные риолиты	3,9 (2,2)	Трахиты
10,5 (29,8)	Андезиты	2,8 (—)	Плагииодациты
9,4 (13,2)	Риолиты	0,6 (—)	Фонотефриты



Фиг. 1. Распределение молодых вулканических пород Японии (633 анализа).

По Стенгеллину (не опубликовано); анализы заимствованы из работы Оно [37].

Необходимость употребления приставки "фено" подтверждается также тем фактом, что образцы, взятые из химически однородного лавового потока, могут получить различные названия из-за разной степени их кристалличности. Так, например, образец муджерита, содержащий около 60% стекла, фенокристаллы лабрадора (20%), авгита



Фиг. 2. Характер распределения молодых вулканических пород района Эгейского моря, Греция (181 анализ).

По Пизлеру и Стенгелю, не опубликовано.

и отдельные зерна оливина, многие авторы называют базальтом. Более кристаллический образец из того же потока, в котором андезиновый плагиоклаз преобладает над феррическими минералами, будет определен как андезит. В еще более кристаллическом образце санидин может наблюдаться в количестве, достаточном для того, чтобы можно было

назвать породу латиандезитом. Однако все же остается сомнение относительно истинного состава стекла (15–20%), заполняющего поры. От того, присутствует ли в нем потенциальный кварц или нефелин и каково содержание TiO_2 , будет зависеть правильное название породы. Только в сравнительно грубозернистых полнокристаллических образцах под микроскопом может быть определен весь санидин и нефелин и выявлен мудиеритовый характер пород.

Ошибочного определения пород можно, конечно, избежать, если использовать систематику, основанную на химических анализах, и применять двойную терминологию, добавляя к названию породы, полученному исходя из микроскопических наблюдений, определение, которое характеризует ее химический состав.

Однако попытки разработать общую номенклатуру пород этим путем [31] не имели успеха. Еще меньшую поддержку получили предложения характеризовать породы числовыми символами (например, система CIPW). Это объясняется главным образом тем, что действительное значение символов остается непостижимым для исследователей, которые не специализируются на пересчетах и применении этих символов.

Многие названия пород, имеющие местное значение и характеризующие только тип породы, найденный в специфическом районе, также неудачны. Несколько примеров таких местных названий приведено в табл. 3.

Таблица 3

Примеры различных типов номенклатуры пород

Название вулканической породы по классификации Штрекейзена	Местное название	Тип магмы по Ниггли	CIPW
Лейцитовый базанит	Кивит	Тералит-габброид-лампро-соммаитовый	II (III), 6 (2), 3 3"
Оливиновый трахит	Симинит	Лампросиенитовый	II ", 5, 2, 2
Оливиновый мелалейцитит	Батукит	Пироксенолитовый	IV, 1 (2), 2, 2(3), 1(2)
Фонотефрит	Таугирит	Нозикомбитовый	I (II), (5) 6, 2, 3

Следует добавить, что некоторые из магматических типов, определенных Ниггли [34], в действительности относятся к плутоническим породам, которые при формировании не имели расплавленных составных частей, таким, как магматические кумулаты, а также к плутоническим породам метаморфического происхождения. Эти породы должны быть исключены из номенклатуры магматических типов.

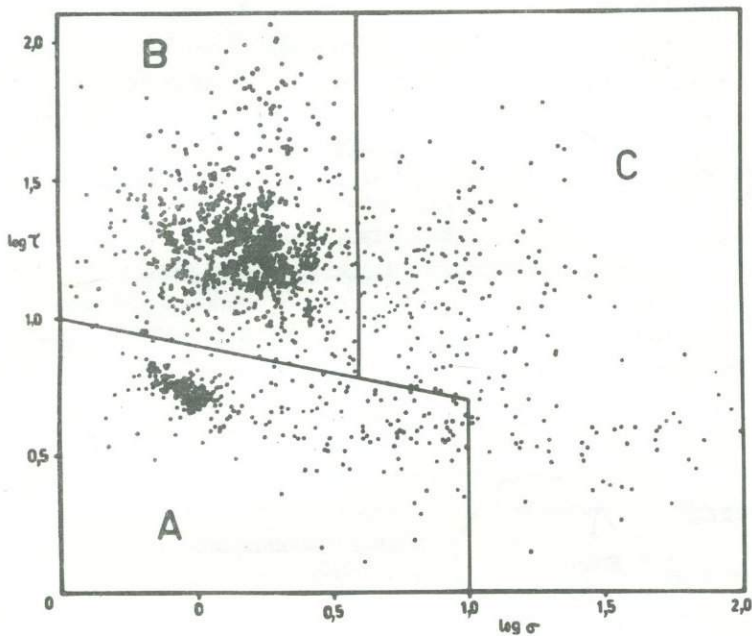
3. Систематика вулканических пород

Предлагаемый метод пересчета химических анализов позволяет определить минеральный состав породы, который получился бы в результате полной кристаллизации в вулканических или плутонических условиях. Такой пересчет дает возможность выявить минеральные ассоциации, устойчивые при температуре кристаллизации последних порций расплава, и он должен основываться на реальном составе породообразующих минералов, а не на идеальных нормативных соединениях. Если выразить результаты пересчета в объемных процентах и нанести их на любой график, отражающий количественные соотношения, то вулканические породы получают точные петрографические наименования.

Схема классификации изверженных пород, принятая в этой книге, основана на sdвоенной треугольной диаграмме, предложенной Ниггли [33]. Применительно к классификации вулканических пород она была несколько изменена автором [42, 46] и в окончательном виде детально разработана Штрекейзенем [58, 59]. В своем последнем виде (фиг. 3, табл. 19 и 20) она была принята многими петрологами, и ее общее признание крайне желательно для того, чтобы иметь возможность разработать единую международную номенклатуру вулканических пород¹⁾.

Однако для некоторых семейств пород, изображенных полями на sdвоенном треугольнике, границы проведены не там, где они должны

¹⁾Т.Барт [см. 59] пишет об этой проблеме: "Международный союз геологических наук (IUGS), сознавая важность более полного и эффективного использования все возрастающего объема геологических данных, учредил ряд комитетов и рабочих групп, цель которых состоит в том, чтобы систематизировать и упорядочить противоречивые данные. IUGS понимает, что для использования накопленных сведений мы должны связать их с классическими понятиями геологии и ее терминологией так, чтобы количественные данные могли быть интерпретированы с помощью геологических терминов. Поэтому очень важно иметь в качестве базиса рациональную классификацию и терминологию пород".



Фиг. 4. Диаграмма Готтини – Ритмана, на которую нанесены 1300 анализов лав из действующих вулканов мира.

В поле А попадают только лавы вулканов, размещающихся в неорогенных регионах; в поле В располагаются лавы вулканов из орогенных поясов и островных дуг; в поле С находятся щелочные дериваты тех и других лав: трахиты, фонолиты, тефриты и другие породы, натровые типы которых связаны с породами поля А, а калиевые – поля В.

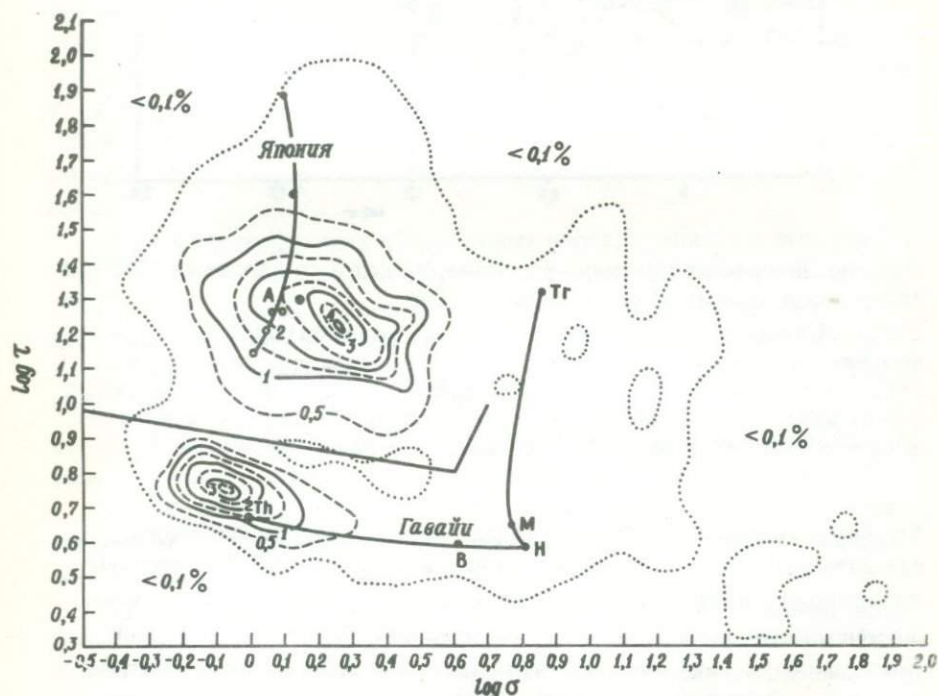
бы быть исходя из цветового индекса. Это, в частности, необходимо для латиандезитовых (латибазальтовых и андезитовых) базальтовых пород (поля 9 и 10). В настоящее время принято различать толеиты, щелочные базальты и высокоглиноземистые базальты. В первом приближении можно сказать, что толеиты и высокоглиноземистые базальты попадают в верхнюю часть поля 10, в то время как недосыщенные щелочные базальты лежат ниже линии AP в нижней части этого поля. С помощью сдвоенного треугольника невозможно провести различие между толеитами и высокоглиноземистыми базальтами, необходимо привлечение других критериев.

В последнее время было показано [48, 49, 14, 15], что лавы всех действующих вулканов могут быть разделены на две достаточно четко разграниченные группы, которые отражают различное тектоническое положение вулканов. Эта "бимодальность вулканизма" отчетливо видна на диаграммах (фиг. 4 и 5), координатами которых служат значения τ [14] и σ (серийный индекс А.Ритмана, 1957), равные

$$\tau = (\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O})/\text{TiO}_2, \text{ вес.}\%$$

$$\sigma = (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})^2/(\text{SiO}_2 - 43), \text{ вес.}\%$$

Величина τ позволяет различать толеитовые и высокоглиноземистые базальты. Действительно, для высокоглиноземистых базальтов



Фиг. 5. Положение высокоглиноземистых базальтов на диаграмме Готтини [49].

А — средний высокоглиноземистый базальт Куно; кружки — средние составы лав из японских вулканов (по Танада, 1964), *Th* — средний гавайский толеитовый базальт; *В* — щелочные базальты; *Н* — гавайиты, *М* — муджиериты, *Тг* — щелочные трахиты [26].

Куно [21] значения τ варьируют от 10 до 30, в то время как для типичных толеитов [26] они колеблются от 4 до 8, так же как и для щелочных базальтов. Совершенно аналогичные различия существуют между нормальными андезитами ($\tau > 10$) и "щелочными андезитами", названными Мак-Доналдом гавайитами [24]. Многие из так называемых высокоглиноземистых базальтов, строго говоря, являются андезитами. Между высокоглиноземистыми базальтами и андезитами имеются переходные различия с постепенным изменением цветового индекса. Поэтому правильнее называть высокоглиноземистые базальты мелаандезитами, подчеркивая тем самым их естественные соотношения [50]. Некоторые из так называемых толеитов Японии отличаются от типичных гавайских толеитов и покровных толеитовых базальтов кратонных областей высокими значениями τ , и их следует объединять с мелаандезитами. Для петрологии магматических пород установление различий между базальтовыми и андезитовыми породами с помощью величины τ представляет несомненный интерес. Эта величина также дает возможность четко разграничить типичные андезиты орогенных зон и гавайиты (кратонные щелочные андезиты). Если пользоваться этой терминологией, то распространение андезитов ограничивается орогенными поясами, в то время как термин "базальт" будет применяться только для кратонных областей. Более того, неудачный термин "толеит" можно заменить старым названием "базальт", которое, таким образом, будет характеризовать наиболее распространенные типы базальтовых пород [19]. Необходимость замены становится еще более очевидной, если учесть, что прототип толеита (Толей, Саар) — это не базальтовая порода, а "гипабиссальная лейкократовая порода мангеритового семейства" [18], которая в системе Штрекейзена располагается в монцодиоритовом (латит-андезитовом) поле [19]. Кроме того, термин "щелочной базальт" также не вполне удачен, поскольку определение "щелочной" обычно означает присутствие щелочного полевого шпата (щелочной риолит, щелочной трахит и т.д.), в то время как "щелочные базальты" содержат или только плагиоклаз, или по крайней мере в девять раз больше плагиоклаза, чем щелочного полевого шпата.

4. Расчет устойчивых минеральных ассоциаций

Для правильного расчета устойчивой минеральной ассоциации какой-либо фации необходимо знать средний состав каждой из минеральных фаз. В том случае, если минералы принадлежат к изоморфным се-

риям, средний состав смешанных кристаллов зависит от химического состава магмы, из которой они выделяются при соответствующих физических условиях.

Хотя в настоящее время выполнено большое количество анализов пород и некоторых их минеральных компонентов, имеющиеся данные еще недостаточны для установления точных соотношений между химическим составом магмы и составом минералов кристаллизующейся из нее вулканической породы.

Существует целый ряд причин, по которым, несмотря на значительное количество данных, можно получить лишь весьма приблизительное представление об этих соотношениях.

В ряде случаев анализы породы и слагающих ее минералов выполняются не на одних и тех же образцах, нередко используются образцы, взятые даже из различных лавовых потоков и куполов. В других случаях породы не анализируются и приводимые наименования, по существу, являются только фено-названиями. Но даже в тех, сравнительно редких, случаях, когда анализировались минералы и породы из одного образца, результаты могут быть не вполне надежными. Действительно, для анализа минералов обычно отбираются фенокристаллы, которые едва ли соответствуют среднему составу данного минерального компонента, образующего также микролиты. Более того, фенокристаллы, как правило, зональны, и при выделении их с помощью тяжелых жидкостей или магнитной сепарации наиболее удаленные от центра зоны обычно исключаются из-за загрязнения другими минералами. Следовательно, материал, подготовленный для анализа, в основном представляет собой ядра фенокристаллов, отличающиеся по химическому составу от их внешних зон и микролитов.

Можно надеяться, что в ближайшем будущем широкое использование рентгеновского метода и анализа микропроб позволит получить более надежные результаты. Однако и с помощью этих методов будет очень трудно определить средний состав минеральных фаз вулканических пород, даже если они имеют полнокристаллическое строение.

Другая трудность возникает в связи с тем, что большое количество анализов выполнено для фенокристаллов клинопироксенов в породах, содержащих также вкрапленники ортопироксенов и роговой обманки. Очевидно, что эти анализы не отражают среднего состава клинопироксена, кристаллизующегося при чисто вулканических условиях.

Учитывая эти факты, единственным способом решения проблемы является нанесение существующих данных на графические диаграммы и установление приближенных связей между химическим составом пород и характером соответствующих клинопироксенов. Результаты такого эмпирического подхода служат основой для расчета состава клинопироксенов и амфиболов. Очевидно, что определить точный реальный состав минералов таким способом невозможно, однако подобное приближение дает возможность различать авгит, субкальциевый авгит, пижонит, титан-авгит, эгирин-авгит и эгирин, а также гастингсит, роговую обманку, керсутит, катафорит, арфведсонит и рибекит.

Этого достаточно, чтобы использовать такие расчеты для определения породы любой фации. Устойчивая минеральная ассоциация вулканической фации и ее интерпретация с помощью сдвоенного треугольника позволяют определить также название типа магмы, а сравнение с устойчивыми минеральными ассоциациями других фаций дает ценную информацию о гетероморфизме.

5. Возможности применения расчета устойчивых минеральных ассоциаций

Расчет устойчивых минеральных ассоциаций вулканических фаций помогает решать следующие задачи:

1. Точно фиксировать положение исследуемой изверженной породы в системе количественной классификации вулканических пород, а также правильно определить название типа магмы, к которому относится данная порода.

2. Характеризовать стекловатые или неполнокристаллические породы, содержащие не определимую под микроскопом основную массу.

3. Выявлять возможные неравновесные условия кристаллизации путем сравнения расчетной устойчивой минеральной ассоциации с модальным составом породы. Установление неравновесных условий кристаллизации позволяет получить дополнительную информацию об особенностях процесса охлаждения и дегазации магмы, косвенно отражая условия ее подъема и извержения.

4. В том случае, если вулканические породы содержат фенокристаллы, для которых предполагается интрателлурическое происхождение, результаты расчета показывают принадлежность пород к смешанным фациям и логически объясняют различия между устойчивой минеральной ассоциацией и модальным составом породы.

5. Результаты расчета позволяют привести в соответствие химический и минеральный составы пород с учетом их возможного гетероморфизма.

6. Расчет устойчивых минеральных ассоциаций позволяет оценить летучесть кислорода в магме и возможную роль вторичного окисления как самой магмы, так и вулканической породы (стр. 39–43).

7. Расчет устойчивых минеральных ассоциаций вулканической фации для субвулканических или плутонических пород позволяет изучать гетероморфическое соотношение пород (разд. VI).

II. ФАЦИИ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД

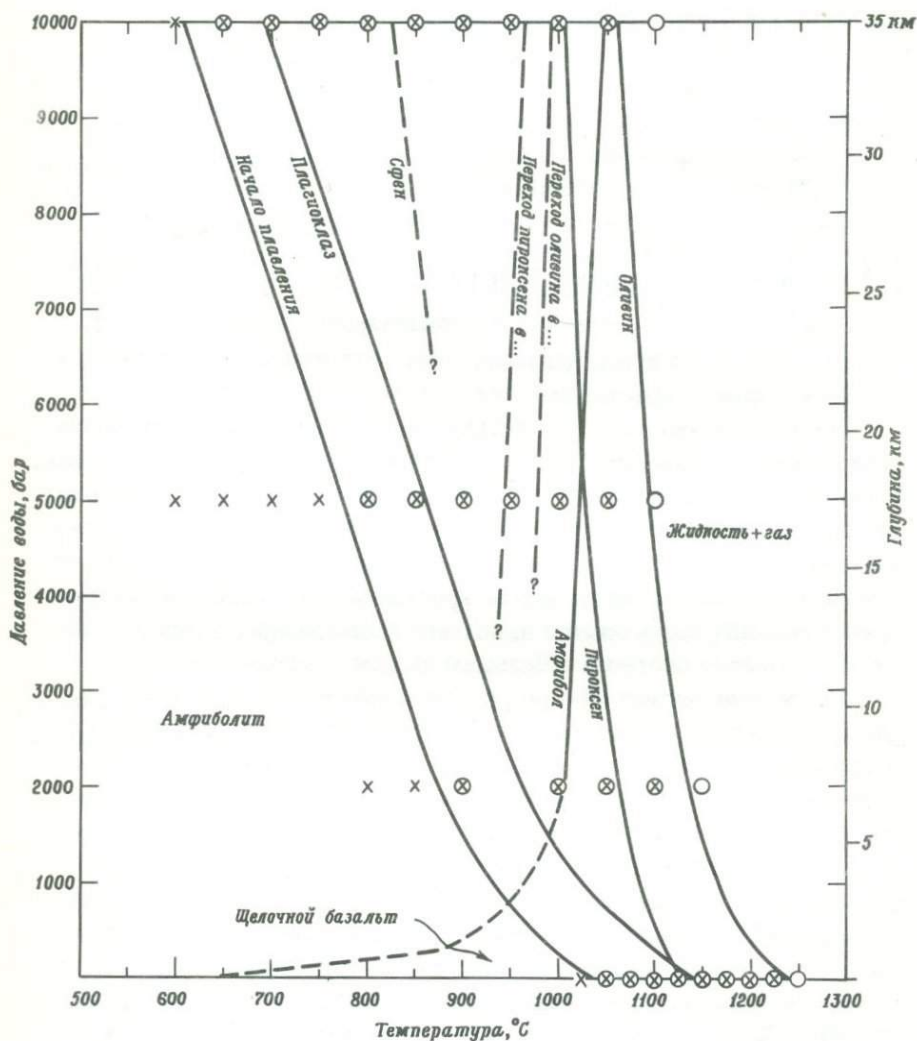
I. Устойчивость минералов изверженных пород

Каждый минерал устойчив в определенном диапазоне температуры, общего давления, давления воды и химического состава магмы, из которой он кристаллизуется.

Поля устойчивости стехиометрически идеальных компонентов силикатных систем хорошо изучены применительно к "сухим" расплавам. Более поздние исследования были выполнены для силикатных расплавов при высоких давлениях в присутствии воды, т.е. в условиях, близких к естественным. Результаты этих экспериментов имеют большое значение для понимания процессов кристаллизации природных магм, однако большая часть опытов выполнена в идеализированных условиях для закрытых систем с небольшим числом компонентов.

Природные магматические расплавы имеют сложный состав, поэтому результаты, полученные в лаборатории, следует применять к природным магматическим процессам весьма осторожно и лишь после тщательного изучения природных условий. Присутствие газов понижает точку плавления магмы и иногда существенно изменяет интервал устойчивости отдельных минеральных фаз. Если не принимать в расчет эти и подобные факты, то можно сделать ошибочные выводы. Эксперименты, выполненные при высоком давлении воды в расплавах вулканических пород, проливают новый свет на проблему кристаллизации природных магм. Влияние давления воды на кристаллизацию щелочной базальтовой магмы иллюстрирует фиг. 6 [69]. При низких давлениях последовательно образуются оливин, пироксен и плагиоклаз, в то время как при высоких давлениях главным фемическим минералом будет амфибол.

Гидроксилсодержащие минералы, такие, как амфиболы и слюды, могут кристаллизоваться только в тех случаях, когда давление воды превышает определенное, специфическое для данного минерала значение. При более низких давлениях воды гидроксилсодержащие мине-

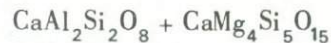


Фиг. 6. Кристаллизация щелочного базальта при различном давлении водяного пара (P_{H_2O}) [69].

ралы становятся неустойчивыми и замещаются минералами, стабильными при данных условиях. Примером могут служить следующие стехиометрически идеальные соотношения:

Высокое давление воды

амфибол – вода

Низкое давление воды

→ анортит + субкальциевый авгит;

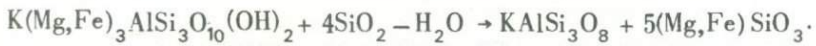


биотит – вода



→ лейцит + оливин + закись железа;

или в присутствии значительных количеств кремнезема:



биотит + кварц – вода

→ санидин + пижонит

(в вулканических породах)

Если магма, в которой содержатся интрателлурические фенокристаллы биотита или амфибола, изливается на земную поверхность, большая часть газов удаляется из нее, фенокристаллы становятся неустойчивыми и замещаются устойчивыми минералами согласно приведенным выше уравнениям. Однако быстрое охлаждение и затвердевание расплава препятствуют медленно протекающим реакциям или даже предотвращают их, и фенокристаллы застывают как метастабильные фазы, не равновесные с другими минералами. Строго говоря, любые зональные кристаллы – это также метастабильные фазы, появление которых обусловлено большой скоростью охлаждения. Если охлаждение происходит медленно, ранее образованные кристаллы, принадлежащие к изоморфным сериям, будут иметь возможность реагировать с оставшимся расплавом, непрерывно поддерживая равновесие между фазами. В этом случае образуются совершенно гомогенные кристаллы.

2. Понятие о минеральных фациях

Понятие о минеральных фациях оказалось очень полезным в петрографии метаморфических пород, и его следовало бы распространить и на изверженные породы. Теоретически под термином "минеральная фация" подразумевается устойчивая минеральная ассоциация, кристаллизующаяся из данного типа магмы при определенных физических условиях. Согласно этому строгому определению, всякий раз, когда при незначительном изменении температуры или давления становится устойчивым новый минерал, следует выделять другую минеральную фацию. Однако таким путем было бы получено слишком большое количество минеральных фаций. Практически целесообразно ввести

более гибкое определение минеральной фации, согласно которому минеральная фация изверженных пород характеризуется ассоциацией устойчивых минералов, кристаллизующихся из магматического расплава в некотором интервале физических условий.

Для наших целей удобно выделять следующие минеральные фации:

1. *Вулканические фации*, включающие устойчивые минеральные ассоциации, образованные при относительно низком давлении и высокой температуре. В зависимости от давления воды различаются:

- а) "сухие" вулканические фации,
- б) "водные" вулканические фации.

2. *Плутонические фации*, включающие устойчивые минеральные ассоциации, образованные при высоком давлении. Здесь также могут быть выделены:

- а) "сухие" плутонические фации, образованные при относительно высокой температуре и низком давлении воды,
- б) "водные" плутонические фации, образованные при более низкой температуре и высоком давлении воды.

Эти фации тесно связаны между собой наличием переходных устойчивых минеральных ассоциаций, образованных в субвулканических условиях. Большая часть субвулканических ассоциаций весьма сходна с "водными" вулканическими фациями, в связи с чем они будут рассмотрены совместно.

В том случае, когда при субвулканических условиях парциальное давление углекислоты достаточно велико, карбонатные минералы будут кристаллизоваться непосредственно из магмы. Образующаяся устойчивая минеральная ассоциация характеризует особую *карбонатитовую фацию*, которая будет рассмотрена отдельно.

3. Вулканические и субвулканические фации

Принято считать, что истинно *вулканические* породы представляют истинную вулканическую фацию, если кристаллизация сильно дегазированной при низком давлении лавы происходит достаточно медленно для того, чтобы до самого конца процесса поддерживалось химическое равновесие между отдельными фазами.

Однако такие идеальные условия затвердевания лавы являются редкостью. Охлаждение почти всегда происходит слишком быстро, чтобы могли завершиться реакции между кристаллами и остающимся расплавом. Для установления химического равновесия обычно требу-

ется более медленное понижение температуры по сравнению с реальной скоростью охлаждения лавы. Поэтому отдельные кристаллы минералов, представляющих твердые растворы переменного состава (плагиоклаза, клинопироксена, оливина и др.), в большинстве случаев зональны. Минералы реакционных пар (оливин – пироксен) встречаются в количествах, не соответствующих условиям равновесия в точке кристаллизации. Кроме того, во многих случаях время кристаллизации мало, и это вызывает частичное затвердевание лавы в виде метастабильного стекла.

Истинно *субвулканические* фаши включают в себя минеральные ассоциации, устойчивые при давлении магматических газов (главным образом H_2O), достаточно высоком, чтобы оказать заметное влияние на температурный интервал кристаллизации. Разрыв смесимости в твердых растворах между отдельными минералами более значителен. Поля устойчивости высокотемпературных фаз реакционных пар будут сокращены, и иногда в такой степени, что соответствующие низкотемпературные фазы могут плавиться конгруэнтно; иными словами, они будут кристаллизоваться непосредственно из расплава, который находится в равновесии с ними. Относительно высокое давление пара является причиной кристаллизации гидратных фемических минералов, например слюд. Эту фаши наилучшим образом представляют дайковые породы, кристаллизующиеся на умеренной глубине. Однако существуют также лавовые потоки с ассоциациями минералов, соответствующими субвулканической фаши. Так, например, многие трахиты и риолиты содержат микролиты биотита, которые определено кристаллизуются после извержения расплавленных масс. Такие лавы, по-видимому, застывали в субвулканических условиях. Как можно объяснить этот псевдосубвулканический режим?

Вулканологам хорошо известен тот факт, что даже при вулканических условиях, при очень низком общем давлении, выделение газа из лавы может быть сильно затруднено вследствие высокой вязкости расплава. В очень вязких лавах давление газа достигает весьма высоких значений. Это проявляется во внезапных выбросах из лавовых конусов раскаленных вулканических туч. Объяснение псевдосубвулканических условий следует, таким образом, искать в степени вязкости лавы. При данной температуре кислые магмы имеют значительно большую вязкость, чем основные. С понижением температуры вязкость экспоненциально увеличивается. В табл. 4 приведены некоторые примеры этой зависимости.

Температура и вязкость некоторых лав

Тип лавы	Температура, °С	Вязкость, пуазы
Базальты	1000	$10^4 - 10^5$
Андезиты	1000	$10^6 - 10^7$
Дациты	1000	10^9
Мелаандезиты из вулкана Осима [30]		
1951 г., март	{ 1125 1083 1038	{ $5,6 \cdot 10^3$ $7,1 \cdot 10^4$ $2,3 \cdot 10^5$
Базальты из вулканов Мауна-Лоа и Килауэа, Гавайи [25]		
1952 г.	1110-1050	$3 \cdot 10^4$
1950 г.	1070	$4 \cdot 10^3$

С другой стороны, кислые и щелочные магмы кристаллизуются при значительно более низкой температуре, чем основные магмы. Из этого следует, что основные магмы должны давать минеральные ассоциации, близко соответствующие истинно "сухой" вулканической фации, в то время как кислые и щелочные магмы будут кристаллизоваться при субвулканических условиях. Таким образом, вулканические фации имеют характерные особенности как чисто вулканической, так и чисто субвулканической фаций, которые связаны друг с другом постепенным переходом.

4. Плутонические фации

Устойчивые минеральные ассоциации "сухих" плутонических фаций образуются при высоком общем давлении, сравнительно высокой температуре и очень низком давлении воды. Во многих отношениях устойчивые минералы этих фаций сходны с устойчивыми минералами "сухой" вулканической фации; к ним, например, относятся гидратированные силикаты. При высоком давлении очень легкие минералы неустойчивы, если они могут замещаться более тяжелыми минералами. Например, лейцит с плотностью 2,47 неустойчив при высоком давлении.

"Водные" плутонические фации характеризуются высоким общим давлением и высоким давлением воды, которое снижает температуру кристаллизации. Такие условия реализуются на глубоких уровнях,

где охлаждение внедряющейся магмы происходит крайне медленно, и ее кристаллизующиеся фазы всегда будут находиться в равновесии с остающимся расплавом. Образующиеся голокристаллические грубозернистые породы состоят из гомогенных кристаллических фаз, не обладающих зональным строением. Благодаря высокому давлению воды устойчивы такие гидроксилсодержащие силикаты, как слюды и амфиболы.

В данной книге к плутоническим фациям отнесены только породы магматического происхождения. Однако петрогенетическая близость изверженных и метаморфических плутонитов сходного химического состава позволяет рассчитывать устойчивые минеральные ассоциации тех и других с помощью методов, предложенных автором. Вместе с тем имеется множество пород, обычно относимых к плутоническим, химический состав которых не соответствует какому-либо из известных типов вулканических образований. Среди таких пород можно упомянуть дуниты, перидотиты, пироксениты, биотиты, анортозиты, а также италиты и др., которые представляют собой кристаллические кумуляты, образующиеся в результате гравитационной дифференциации, или катаметаморфиты. Продукты контактового метаморфизма, такие, как скарны, также классифицировались как плутониты. Эти породы немагматического генезиса не могут быть рассчитаны с помощью предлагаемых методов (см. "Приложения", разд. "Ключ для ультраосновных пород").

5. Карбонатитовая фация

Карбонатиты образуются при субвулканических условиях, если парциальное давление двуокиси углерода достаточно высоко для кристаллизации кальцита и других карбонатных минералов непосредственно из магмы. В основных магмах, богатых известью и магнием, но бедных кремнеземом, количество образующегося кальцита и доломита может быть весьма значительным. Породы карбонатитовой фации постепенно переходят в пневматолитовые и гидротермальные образования. В этой книге рассмотрены только магматические карбонатиты.

6. Устойчивые минералы различных фаций

В табл. 5 устойчивые минералы обозначены знаком +, неустойчивые минералы показаны знаком 0. Если последние присутствуют в модальном составе данной фации, они должны быть метастабильны.

Фации обозначены следующими символами: Вс – "сухая" вулканическая фация, Вв – водная вулканическая фация, Пс и Пв – "сухая" и "водная" plutonic фации, К – карбонатитовая фация.

Таблица 5

Устойчивые минералы различных фаций

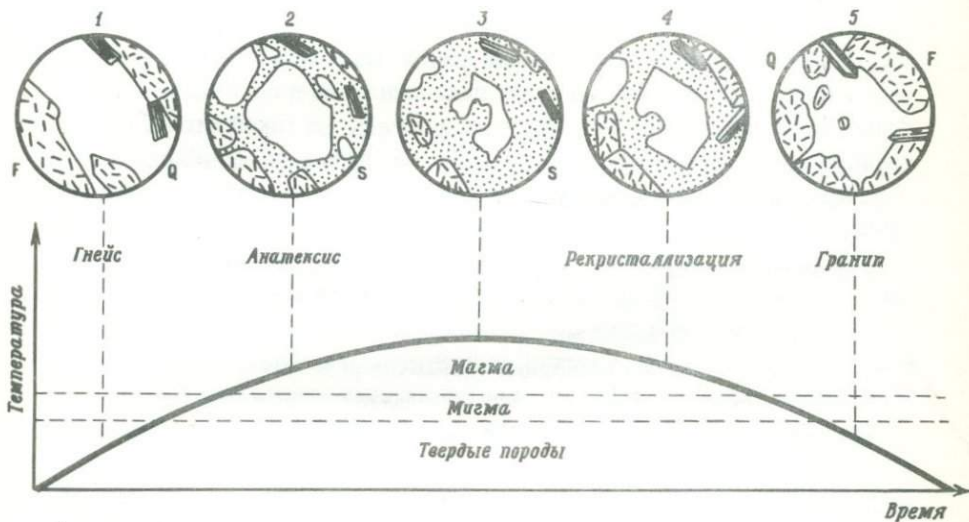
Минерал	Фация				
	Вс	Вв	Пс	Пв	К
Кварц	+	+	+	+	0
Санидин	+	+	0	0	0
Анортоклаз	+	+	0	0	0
Ортоклаз	0	0	+	+	+
Плагиоклаз	+	+	+	+	+
Лейцит	+	+	0	0	0
Нефелин	+	+	+	+	+
Кальсилит	+	+			0
Содалит (группа)	+	+	0	+	+
Ортопироксены	0	+	+	+	
Авгит	+	+	+	+	+
Субкальциевый авгит	+	0	0	0	0
Пижонит	+	+	0	0	0
Эгирин-авгит	+	+	+	+	+
Амфиболы	0	0	0	+	0
Биотит	0	+	0	+	+
Мусковит	0	+	0	+	0
Оливин	+	+	+	+	+
Мелилит	+	+	0	0	0
Меланит	0	+	0	+	0

Примечание. Апатит, магнетит, ильменит, шпинель и другие обычные акцессорные минералы устойчивы во всех фациях.

7. Смешанные фации

Породы смешанных вулканических фаций характеризуются присутствием интрателлурических фенокристаллов plutonic фации или субвулканической фации и основной массы вулканической фации. Фе-

нокристаллы биотита, амфиболов, гиперстена или (в некоторых типах щелочных пород) меланита метастабильны при вулканических условиях и, следовательно, не находятся в равновесии с основной массой. Их действительная неустойчивость часто проявляется в более или ме-



Фиг. 7. Анатектическое плавление и рекристаллизация кварца и полевых шпатов.

В нижней части диаграммы показано изменение температуры в сиалической зоне, наиболее высоким температурам соответствует средняя часть поля. В верхней части диаграммы изображены состояния гранитного материала, соответствующие различным температурам: 1 — исходный материал: гнейс с гранобластовым кварцем (Q), полевым шпатом (F) и биотитом; 2 — анатектическая магма с частично расплавленными гранобластами, расплав (S) по составу близок и щелочному риолиту; 3 — анатектическая магма с сильно расплавленными гранобластами, кварц интенсивно "корродирован"; 4 — анатектическая магма охлаждается, кварц и полевой шпат частично рекристаллизованы, но наиболее глубокие "залызы" в кварце еще не залечены; 5 — конечный продукт — ортогранит с идиоморфнозернистой структурой. При полной кристаллизации кварц не сохраняет своей кристаллической формы и вновь образует ксеноморфную интерстициальную массу. Если анатектическая магма вовлечена в эруптивный процесс, расплав застывает в виде стекла или крайне тонкозернистой основной массы, в которой заключены фенокристы кварца и полевого шпата, соответствующие стадиям 2, 3 или 4 в зависимости от того момента, когда произошло извержение [47].

нее интенсивном замещении агрегатом минералов, устойчивых в вулканической фации.

Вариации физических условий, при которых формируются субвулканические и плутонические фации изверженных пород, также приводят к образованию смешанных фаций. Если на глубине происходит охлаждение магмы промежуточного состава с умеренным давлением воды, первые осаждающиеся кристаллы будут безводными в соответствии с условиями "сухой" плутонической фации. Поскольку первоначальное небольшое количество газов будет накапливаться в остающемся расплаве, давление воды в нем может возрастать до такой степени, что вызовет кристаллизацию водных силикатов, типичных для "водной" плутонической фации. Образующиеся породы будут соответствовать смешанной фации.

Вулканические породы, образованные анатектическими магмами, могут содержать частично расплавленные кристаллы минералов, захваченные из метаморфических пород. Многие из так называемых фенокристаллов кварца в риолитах, риодацитах или дацитах, обладающие формой, характерной для корродированных кристаллов (фиг. 7), в действительности представляют собой реликты ксенокристаллов, подвергшихся частичному анатексису [45]. Ксенокристаллы ортоклаза (определяемые по оптическим свойствам как низкотемпературные) и реже ксенокристаллы плагиоклаза легко могут быть приняты за истинные магматические фенокристаллы, особенно в том случае, когда реликтовые ксенокристаллы образуют ядра, окруженные оболочкой тех же минералов (определяемых по оптическим свойствам как высокотемпературные), кристаллизующихся позже из анатектической магмы. Однако в таких случаях кристаллы часто характеризуются аномальным типом зональности с резким изменением состава и присутствием корродированных ядер. Преобладающая часть ксенокристаллов, особенно ксенокристаллов граната, кордиерита и других минералов, образуется на глубине и не находится в равновесии с основной массой, сформированной при вулканических условиях. В таких случаях породы также представляют смешанную фацию.

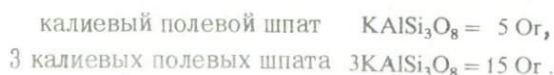
III. ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ РАСЧЕТА

В отличие от норм CIPW и катанорм Ниггли, которые основаны на простых стехиометрических соединениях, предлагаемый метод расчета носит в основном эмпирический характер и в нем используются средние составы реальных минералов. Средние составы минералов меняются в зависимости от типа породы. Эти вариации, иначе говоря, взаимоотношения между химическим составом магмы (полным анализом породы) и составом кристаллизующихся из нее минералов, можно установить при соответствующем допущении, которое предполагает наличие равновесных условий. С этой целью были статистически оценены имеющиеся аналитические данные о составе пород и слагающих их породообразующих минералов.

Полученный таким образом средний состав какого-либо минерала, например клинопироксена, характерный для определенного типа пород, в дальнейшем использовался для расчета устойчивых минеральных ассоциаций пород этого типа.

1. Единица расчета

Для удобства расчета следует принять предложение Ниггли [34] и использовать в качестве единицы расчета не химическую формулу минерала, а один электроположительный элемент, входящий в его состав. Количество простых и более сложных химических молекул выражается через число содержащихся в них положительных ионов; при этом количество отрицательных ионов (O, S, Cl, F) не принимается во внимание. Однако в отличие от предложения Ниггли для облегчения некоторых расчетов подсчитывается также количество комплексных анионов, таких, как CO_3^{2-} , SO_4^{2-} . Используемый способ выражения количеств минеральных компонентов иллюстрируется следующими примерами:



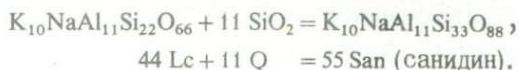
Простая реакция между лейцитом и кварцем с образованием калиевого полевого шпата



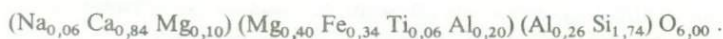
может быть записана так:



Если принять во внимание реальный состав природного лейцита, это уравнение должно быть скорректировано следующим образом:



Клинопироксен, представляющий более сложное соединение, имеет следующий состав:



Эта формула может быть представлена в виде простых пироксеновых компонентов волластонита, энстатита, ферросилита, молекулы Чермака и жадеита:



Если поделить предыдущее выражение на 2 и записать в виде символов, то получим формулу:



С другой стороны, одна единица клинопироксена всегда будет равняться



независимо от того, какие ионы занимают позиции X, Y и Z.

Подобно этому единицей полевого шпата (санидина, анортотклаза или плагиотклаза) является 1/5 стехиометрической формулы, единицей лейцита 1/4, нефелина 1/3, оливина 1/3, меллита 1/5, кальцита 1/2 соответствующих формул ¹⁾.

¹⁾ Список используемых обозначений см. на стр. 227–228.

2. Атомные количества

Прежде всего при расчете следует пересчитать весовые проценты окислов, определенных анализом на атомные количества. Для этого весовые проценты окислов, которые содержат только один положительный ион, делятся на соответствующий молекулярный вес окислов; весовые проценты окислов, которые содержат два катиона, делятся на $1/2$ молекулярного веса (табл. 6).

Таблица 6
Молекулярные веса, разделенные на число электроположительных атомов

SiO ₂ : 60,06 = Si	TiO ₂ : 79,90 = Ti
Al ₂ O ₃ : 50,97 = Al	P ₂ O ₅ : 70,98 = P
Fe ₂ O ₃ : 79,84 = Fe ³⁺	BaO : 153,36 = Ba
FeO : 71,84 = Fe ²⁺	SrO : 103,63 = Sr
MnO : 70,93 = Mn	NiO : 74,69 = Ni
MgO : 40,39 = Mg	Cr ₂ O ₃ : 76,01 = Cr
CaO : 56,08 = Ca	ZrO ₂ : 123,22 = Zr
Na ₂ O : 30,99 = Na	SO ₃ : 80,06 = SO ₃
K ₂ O : 47,10 = K	CO ₂ : 44,01 = CO ₂

Чтобы избежать десятичных дробей, результаты умножаются на 1000 и округляются до целых чисел. В шаге 1 ключа 1 (стр. 110) для облегчения расчета даны обратные значения молекулярных весов или их половинных величин.

Отрицательные ионы, замещающие кислород, также должны быть пересчитаны на атомные количества, но, как и кислород, они не включаются в величину, указывающую количество того или иного соединения:

$$S : 32,06 = S; \quad Cl : 35,46 = Cl; \quad F : 19,00 = F.$$

H₂O⁺ и H₂O⁻ не учитываются.

3. Степень окисления

Степень окисления породы, обозначаемая Ox⁰, определяется из соотношения

$$Ox^0 = Fe^{3+} / (Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mn)$$

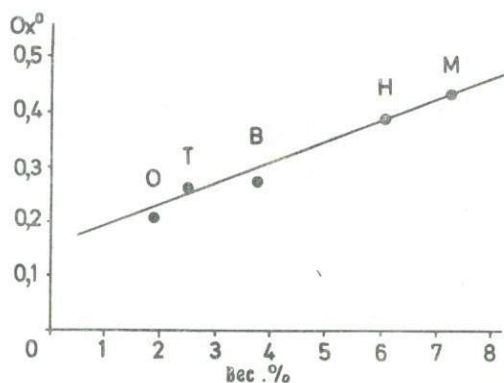
и рассчитывается исходя из чисел этих атомов.

Степень окисления всегда ниже в магме, чем в затвердевшей вулканической породе. Причина этого заключается в том, что в процессе кристаллизации происходит обогащение остаточного расплава водой и это способствует окислению. Поэтому в вулканических породах фенокристаллы феррических минералов (включая магнетит, если он присутствует), образующиеся на ранней стадии кристаллизации, будут иметь более низкую степень окисления, чем микролиты и основная масса породы в целом.

В породах, принадлежащих магматическим дифференционным сериям, средняя степень окисления увеличивается в направлении более кислых дифференциатов. Как следствие этого можно ожидать положительного соотношения между степенью окисления и содержанием щелочей в породах. Действительно, такая зависимость была подтверждена статистически. Хорошей иллюстрацией этому может служить серия щелочных базальтов, гавайитов, муджиеритов Гавайских островов, для которой эта зависимость выражается прямой линией (фиг. 8), описываемой уравнением

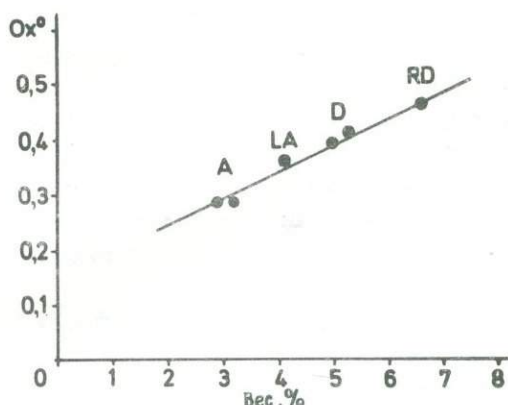
$$\text{Ox}^0 = 1,2 [0,1 + (\text{Na} + \text{K}) \cdot 10^{-3}] .$$

В магмах щелочноземельного ряда, т.е. в андезитах, дацитах, риолитах, степень окисления в среднем выше, как это показано на



Фиг. 8. Зависимость между степенью окисления и содержанием щелочей в лавах Гавайских островов.

O — средние океаниты; *T* — средние толеитовые базальты; *B* — средние щелочные базальты; *H* — средние гавайиты; *M* — средние муджиериты.



Фиг. 9. Зависимость между степенью окисления и содержанием щелочей в лавах Японии.

A – средние мелаандезиты и андезиты; *LA* – средние латиандезиты; *D* – средние дациты; *RD* – средние риодациты.

фиг. 9 прямой линией. Например, для таких пород из Японии будет справедливо уравнение

$$\text{Ox}^{\circ} = 1,8 [0,07 + (\text{Na} + \text{K}) \cdot 10^{-3}] .$$

Так же как и в других случаях, в этих породах степень окисления выше, чем в соответствующих магмах. Можно считать доказанным, что летучесть кислорода в магмах орогенных поясов обычно выше, чем в магмах кратонных областей. Если принять, что степень окисления в породах выше, чем в исходных магмах, то самые низкие значения степени окисления, равные примерно половине среднего, встречающиеся в образцах пород, вероятно, могут дать представление о степени окисления магмы до начала ее кристаллизации.

4. Образование магнетита

Степень окисления регулирует образование магнетита в процессе кристаллизации лавы. В вулканических породах обычно различаются две генерации магнетита:

1. Отдельные микрофенокристаллы или включения в фенокристаллах авгита, оливина и др.

2. Пылевидные кристаллы в основной массе породы или в стекловатой фазе, обуславливающие темно-коричневую окраску или даже полуметаллический блеск лавы.

Вторая генерация магнетита образуется в результате окисления расплава, вызванного накоплением воды в более высоких уровнях пиромогмы или же тем, что верхняя часть магматической колонны находилась в контакте с воздухом в расплавленном лавовом озере или в процессе продолжительной непрерывной вулканической активности.

Чрезвычайно сильное окисление может быть результатом автопневматолита, характерного для самых верхних частей консолидирующейся лавовой массы. Более позднее окисление затвердевшей породы связано с вторичными изменениями. Достаточно заметное окисление происходит также при измельчении образца для химического анализа.

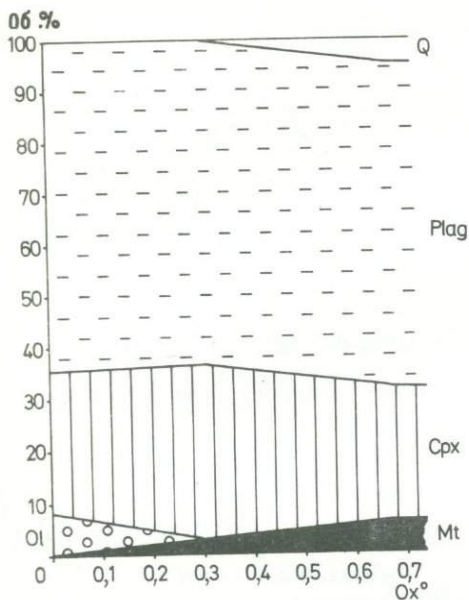
Принимая во внимание все факторы, влияющие на степень окисления породы, можно сделать следующие выводы:

1. Количественное определение закисного и окисного железа в химическом анализе не может служить достаточной гарантией правильной оценки летучести кислорода в магме даже в том случае, если при измельчении образца принимались особые меры предосторожности.

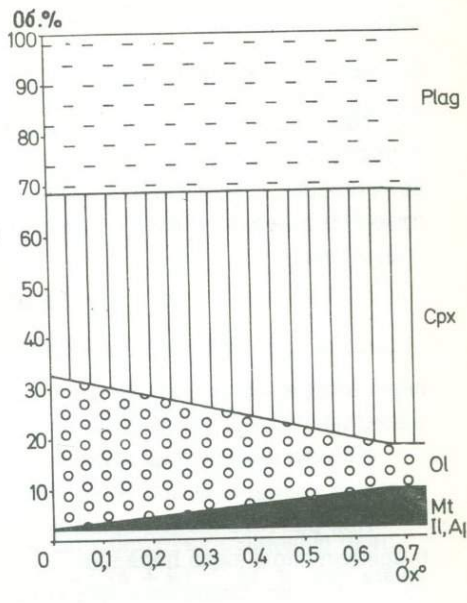
2. Если данные анализа указывают на высокую степень окисления породы, необходимо установить, не подвергалась ли она вторичным изменениям. Расчет анализа измененной породы не представляет интереса для суждений о первоначальной магме и условиях кристаллизации. Однако для читателей, которым приходится иметь дело с частично измененными породами, схема расчета дается в приложении.

3. Поскольку железо, присутствующее в железомagneзиальных силикатах, частично находится в окисном состоянии, расчет магнетита (Mt) или гематита (Hm) только на основании содержания Fe_2O_3 в анализе породы не оправдан.

4. Для того чтобы определить принадлежность породы к определенному типу магмы или установить сходство устойчивых минеральных ассоциаций сравниваемых пород, следует принять одинаковое значение Ox^0 . Иначе говоря, при расчете магнетита должна быть стандартизована степень окисления; необходимость этого иллюстрируют фиг. 10, 11, 12. Результаты расчета минеральных ассоциаций исследуемых пород в значительной степени зависят от значения Ox^0 , которое используется при расчете.

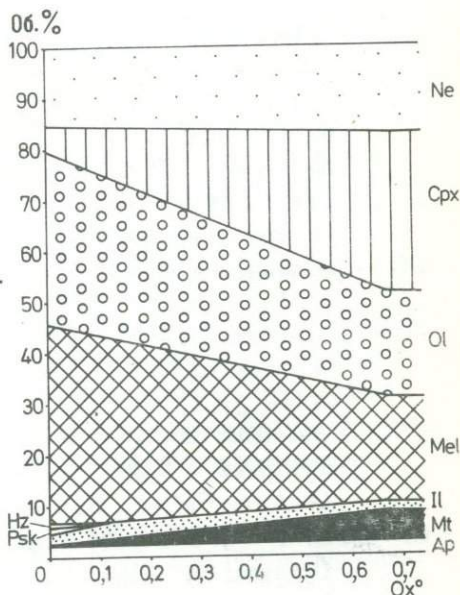


Фиг. 10. Зависимость минерального состава андезитов с острова Салина от летучести кислорода.



Фиг. 11. Зависимость минерального состава океанитов Гавайских островов от летучести кислорода.

Фиг. 12. Зависимость минерального состава мелилититов из Хомболла (Хегау, ФРГ) от летучести кислорода.



5. Насыщенная норма

Насыщенная норма получается путем распределения атомных количеств между насыщенными силикатами без учета действительного количества Si. При этом возникает разница между реальным количеством Si и величиной Si', необходимой для образования насыщенных соединений:

$$\Delta Q = Si - Si'$$

Если ΔQ имеет положительный знак, это означает, что порода пересыщена и в ее насыщенной норме появится кварц. Если ΔQ отрицательна, это указывает на дефицит кремнезема.

Насыщенная норма служит основой для расчета устойчивых минеральных ассоциаций для всех фаций изверженных пород.

При расчете насыщенной нормы используются следующие правила в приведенном ниже порядке:

1. Расчет спорадических компонентов.

Если в анализе приводятся содержания CO_2 , SO_3 , Cl, F, S или ZrO_2 , то, используя в качестве единиц количества электроположительных элементов или ангидридов, рассчитывают следующие минералы и соединения:

CO_2 — различаются два случая:

а) $CO_2 < Ca$.

Кальцит $Cc = 2CO_2$ в соответствии с формулой $CaCO_3$.

Остаток: $Ca^* = Ca - CO_2$.

б) $CO_2 > Ca$.

Кальцит $Cc = 2Ca$. Остаток: $CO_2^* = CO_2 - Ca$.

Брейнерит $Bg = 2CO_2^*$ в соответствии с формулой $(Mg, Fe)CO_3$.

Остаток: $Ca = 0$; $(Mg, Fe)^* = (Mg, Fe) + Ca - CO_2$.

SO_3 — различаются два случая:

а) $SO_3 < Ca$.

Ангидрит $Ah = 2SO_3$ согласно формуле $CaSO_4$.

Остаток: $Ca^* = Ca - SO_3$.

б) $SO_3 \geq Ca$.

Ангидрит $Ah = 2Ca$. Остаток: $SO_3^* = SO_3 - Ca$.

Тенардит $Th = 3SO_3^*$ согласно формуле Na_2SO_4 .

Остаток: $Ca^* = 0$; $Na^* = Na - 2SO_3$.

Cl — *галит* $Hl = Cl$ в соответствии с формулой $NaCl$.

Остаток: $Na^* = Na - Cl$.

F — специальное соединение не рассчитывается. Для удобства избыток фтора, превышающий его количества, содержащиеся в апатите или амфиболе, не учитывается.

Zr — циркон $Z = 2 \text{ Zr}$ в соответствии с формулой ZrSiO_4 .

Остаток: $\text{Si}^* = \text{Si} - \text{Zr}$.

S — пирит $\text{Pr} = 0,5 \text{ S}$ согласно формуле FeS_2 .

Остаток: $\text{Fe}^* = \text{Fe} - 0,5 \text{ S}$.

2. Расчет обычных акцессорных минералов.

Во всех типах насыщенных норм апатит и ильменит всегда будут рассчитываться одинаково.

Апатит $\text{Ap} = 2,667 \text{ P}$ согласно формуле $\text{Ca}_5\text{P}_3\text{O}_{12}(\text{F}, \text{Cl})$.

Остаток: $\text{Ca}^* = \text{Ca} - 1,667 \text{ P}$.

Ильменит $\text{Il} = 2 \text{ Ti}$ согласно формуле FeTiO_3 .

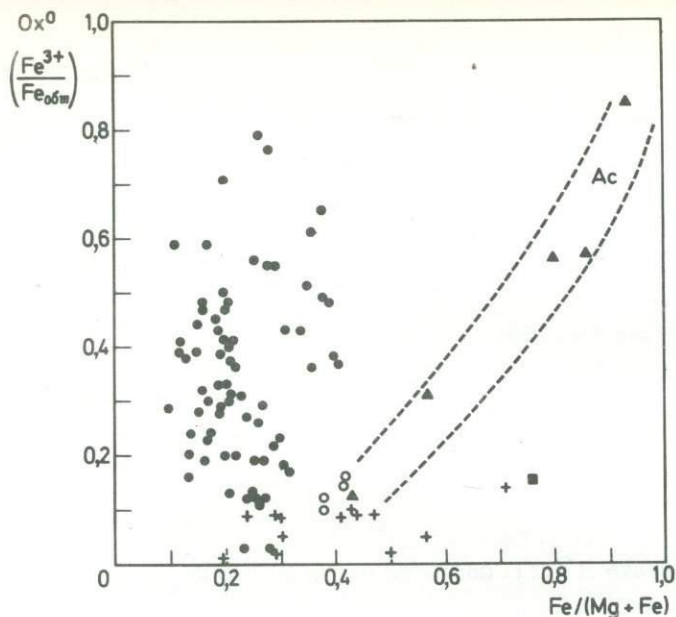
Остаток: $\text{Fe}^* = \text{Fe} - \text{Ti}^1$.

Магнетит. Образование магнетита регулируется степенью окисления. Теоретически если $\text{Fe}^{3+} < 2\text{Fe}^{2+}$ и $(\text{Na} + \text{K}) < \text{Al}$, то все количество Fe^{3+} должно входить в магнетит и оно должно быть равно $1,5 \times \text{Ox}^0 \times \text{Fe}_{\text{общ}}$. В действительности же, как видно из фиг. 13, 14, 15, некоторое количество Fe^{3+} входит в фемические силикатные минералы. На основании статистической оценки соответствующих данных можно предположить, что средняя степень окисления, преобладающая в магме, составляет до двух третей этой величины у соответствующей породы. Это означает, что силикаты, кристаллизующиеся на ранней стадии, находятся в равновесии с тем количеством магнетита, которое соответствует степени окисления магмы. Отсюда следует, что число атомов железа, входящих в магнетит, можно получить, умножая среднее значение Ox^0 пород на число атомов Fe, остающихся после образования ильменита:

$$\text{Mt}_0 = \overline{\text{Ox}}^0 (\text{Fe} - \text{Ti}) .$$

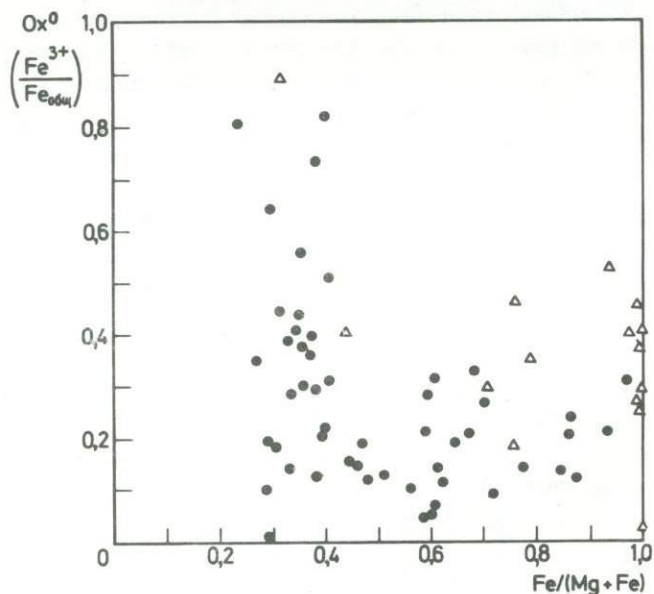
Выше приведены два уравнения для Ox^0 , одно из которых относится к базальтовым магмам и их производным, другое — к андезитовым и риолитовым магмам. Чтобы установить, какое из этих уравнений выбрать, следует использовать в качестве определяющего фактора значение Il (ильменит). Действительно, основные и промежуточные

¹⁾Если $\text{Ti} > \text{Fe}^{2+}$, то для образования ильменита следует добавить к Fe^{2+} количество Fe^{3+} , равное $\text{Ti} - \text{Fe}^{2+}$. Этот прием оправдывается тем, что все вулканические породы имеют более высокую степень окисления, чем магмы, из которых они кристаллизуются.



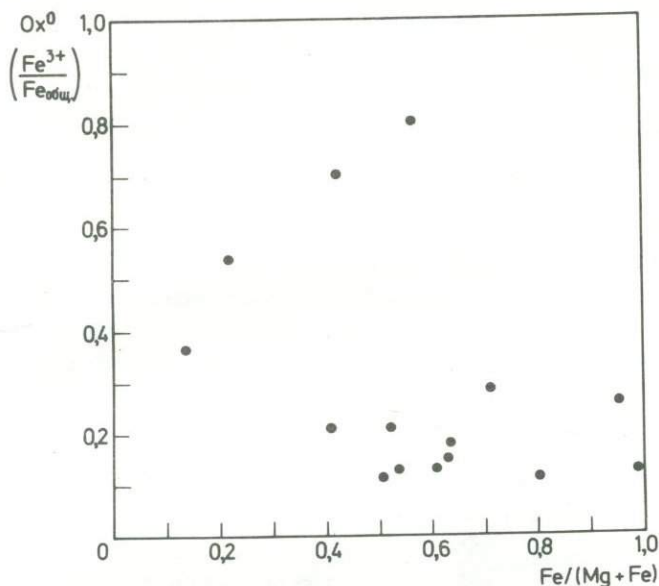
Фиг. 13. Степень окисления клинопироксенов.

Ось абсцисс — $Fe/(Mg + Fe)$, где Fe — общее количество атомов железа; ось ординат — $Fe^{3+}/Fe = Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Fe^{2+})$. Обозначения: крестики — пажиты, кружки — натровые авгиты, треугольники — эгирины и эгирин-авгиты, точки — другие клинопироксены (авгиты, титанавгиты и др.).



Фиг. 14. Степень окисления амфиболов.

Ось абсцисс — $Fe/(Mg + Fe)$, где Fe — общее количество атомов железа; ось ординат — $Fe^{3+}/Fe = Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Fe^{2+})$. Обозначения: кружки — кальциевые амфиболы, треугольники — щелочные амфиболы.



Фиг. 15. Степень окисления биотитов.

Ось абсцисс — $Fe/(Mg + Fe)$, где Fe — общее количество атомов железа; ось ординат — $Fe^{3+}/Fe = Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Fe^{2+})$.

ные гавайские магмы, так же как и сходные с ними магмы во всем мире, менее окислены и содержат значительно больше TiO_2 , чем магмы Японии и другие подобные им магмы. Учитывая эти обстоятельства, для пород, в которых $(Na + K) < Al < (2Ca + Na + K)$, могут быть использованы следующие уравнения:

$$\begin{aligned} \text{Если } \Pi > 25, \text{ то } Mt_0 &= 1,2 [0,1 + (Na + K) \cdot 10^{-3}] (Fe - Ti), \\ \text{если } \Pi \leq 25, \text{ то } Mt_0 &= 1,8 [0,07 + (Na + K) \cdot 10^{-3}] (Fe - Ti). \end{aligned}$$

Для пород, пересыщенных глиноземом с $Al > (2Ca + Na + K)$, уравнение будет иметь вид

$$Mt_0 = [0,10 + (Na + K) \cdot 10^{-3}] (Fe - Ti),$$

а для щелочных пород с $Al > (Na + K)$

$$Mt_0 = [0,1 + (Na + K) \cdot 10^{-3}] (Fe + Na + K - Al - Ti).$$

В ультращелочных породах с $(Na + K) > (Al + Fe^{3+})$ Mt_0 не образуется. В зависимости от относительных количеств $(Na + K)$ и Al ко-

личество имеющегося Fe, помноженное на фактор a , дает стандартный магнетит Mt_0 . Возможны три варианта:

- а) $(Na + K) \leq Al$: $Mt_0 = a \cdot (Fe - Ti)$,
 б) $Al < (Na + K) \leq (Al + Fe^{3+})$: $Mt_0 = a \cdot (Fe + Al - Ti - Na - K)$,
 в) $(Na + K) > (Al + Fe^{3+})$: $Mt_0 = 0$.

3. Расчет насыщенных силикатов.

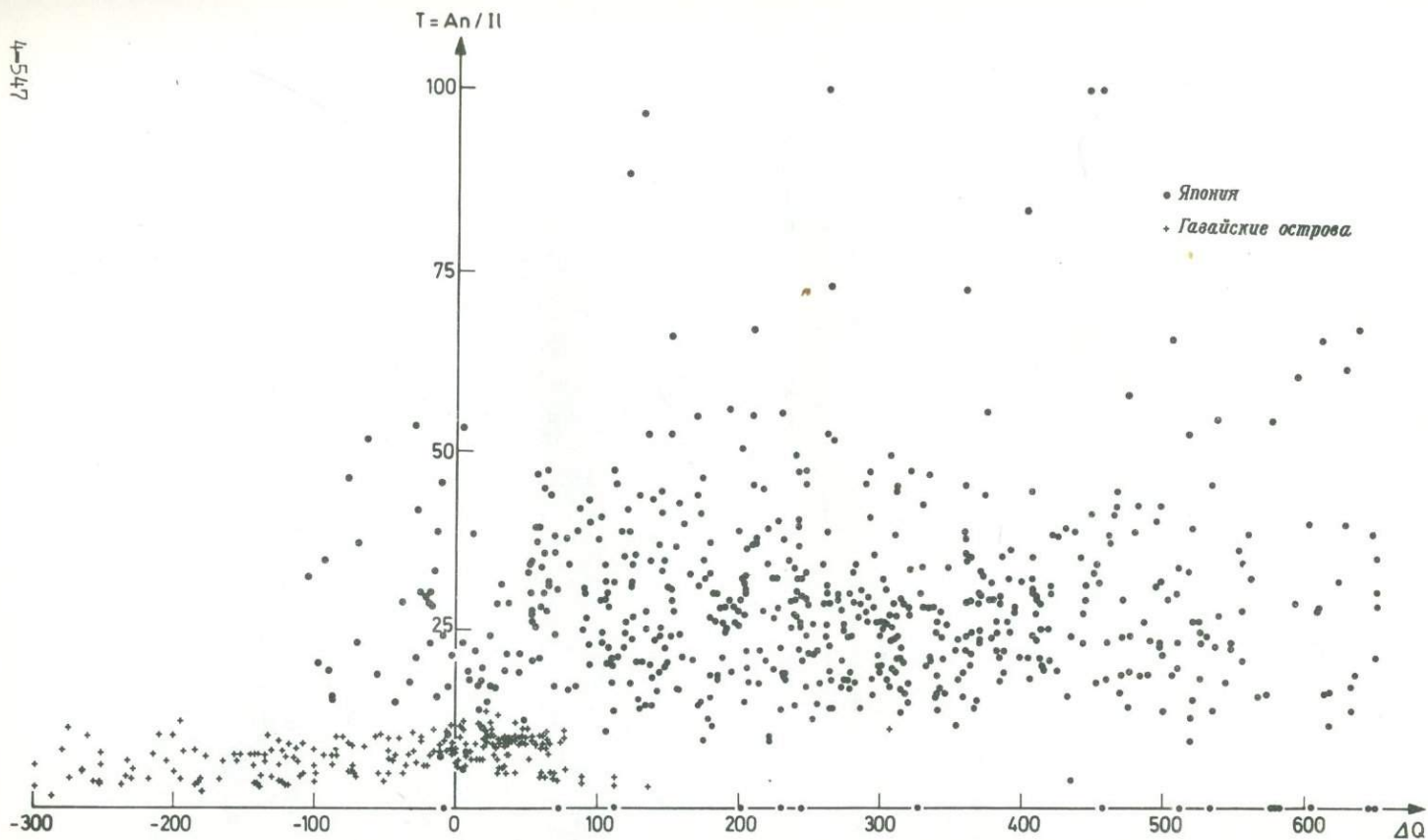
После того как образованы акцессорные минералы и спорадические компоненты, остающееся количество атомов распределяется между нормативными силикатными минералами, которые приведены в табл. 7.

Таблица 7
Насыщенные силикатные молекулы

Кварц	SiO_2	= 1 Q
Ортоклаз	$KAlSi_3O_8$	= 5 Or
Альбит	$NaAlSi_3O_8$	= 5 Ab
Анортит	$CaAl_2Si_2O_8$	= 5 An
Силлиманит	Al_2SiO_5	= 3 Sil
Волластонит	$CaSiO_3$	= 2 Wo
Энстатит	$MgSiO_3$	= 2 En
Ферросилит	$FeSiO_3$	= 2 Fs
Акмит	$NaFeSi_2O_6$	= 4 Ac
К-акмит	$KFeSi_2O_6$	= 4 K-Ac
Натросилит	Na_2SiO_3	= 3 Ns

Некоторые силикаты, а именно Sil и Wo, An и Ac (или K-Ac), (Sil + An) и Ns, а также Mt_0 и Ns, исключают друг друга. В соответствии с этим, исходя из различных количеств атомов, можно выделить пять типов насыщенных норм. Они характеризуются следующими соотношениями между имеющимися атомами (табл. 8):

- тип 1: $Al > (2Ca + Na + K - 3,33 P)$,
 тип 2: $(Na + K) < Al \leq (2Ca + Na + K - 3,33 P)$,
 тип 3: $Al < (Na + K) \leq (Al + Fe^{3+})$,
 тип 4: $((Na + K) > (Al + Fe^{3+})$ и $K < Al$,
 тип 5: $K > Al$.



Фиг. 16 Диаграмма $T - \Delta Q$ для молодых вулканических пород Японии (633 анализа) и Гавайских островов (232 анализа).
 Кружки — породы Японии; крестики — породы Гавайских островов.

Таблица 8

Пять типов насыщенных норм

1	2	3	4	5
Ap	Ap	Ap	Ap	Ap
Il	Il	Il	Il	Il
Mt ₀	Mt ₀	Mt ₀	—	—
Or	Or	Or	Or	Or
Ab	Ab	Ab	Ab	—
An	An	—	—	—
Sil	—	—	—	—
—	Wo	Wo	Wo	Wo
En	En	En	En	En
Fs	Fs	Fs	Fs	Fs
—	—	Ac	Ac	Ac
—	—	—	—	K-Ac
—	—	—	Ns	Ns
ΔQ	ΔQ	ΔQ	ΔQ	ΔQ

Второй тип насыщенных норм наиболее распространен. Третий тип встречается в натровых риолитах, натровых трахитах и фонолитах. Самые натровые представители этих пород могут дать нормы четвертого типа. Пятый тип наблюдается крайне редко. Первый тип относится к породам, пересыщенным глиноземом, например к кордиеритовым гранитам, кордиеритовым риолитам и т.д.

Следует обратить внимание на то, что измененные породы, потерявшие щелочи, также могут дать первый тип насыщенных норм. Вторичные глинистые продукты и серицит появляются в норме таких пород, как Sil. Подробные указания для расчета насыщенных норм даны в ключе I (стр. 110).

Кроме своего основного значения для расчета устойчивых минеральных ассоциаций, насыщенные нормы часто могут оказаться полезными для иллюстрации петрохимических характеристик серий пород. Вот один из примеров. Рассчитайте отношение $T = An/Il$ и отложите его по оси ординат, нанося по оси абсцисс значение ΔQ , как показано на фиг. 16. Величина T представляет собой определяющий фактор, подобный τ (стр. 22), который позволяет отличать толеиты и щелочные базальты от так называемых высокоглиноземистых базальтов, а гавайиты от истинных андезитов.

IV. ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД

I. Вводные замечания

Большинство породообразующих минералов представляет собой смешанные кристаллы переменного состава, зависящего от состава магмы и от физических условий, в которых происходит кристаллизация.

На основе имеющегося материала определение этой зависимости возможно лишь в некотором приближении, которое является достаточно строгим только для того, чтобы рассчитать количество данного минерала, но не его качественный состав. Легко, например, определить количество гиперстена, но не отношение Mg/Fe в этом минерале. По этой причине в последующих расчетах часто используется только Hu вместо его компонентов En и Fs . Такая замена несколько не препятствует определению количеств устойчивых минералов или точному наименованию породы и соответствующего типа магмы.

Для удобства химические составы минералов будут выражаться через компоненты насыщенной нормы. При этом можно вычитать компоненты данного минерала один за другим из насыщенной нормы породы, как иллюстрирует следующий пример нефелинового базанита:

Насыщенная норма	Ap	Il	Mt ₀	Or	Ab	An	Wo	Hu	ΔQ	Сумма
Порода	21	88	37	95	520	397	192	732	-315	1767
Авгит		-26		-1	-17	-44	-192	-192	+22	-450
Остаток	21	62	37	94	503	353		540	-293	1317

Остающиеся количества Ap , Il и Mt_0 являются окончательными. Другие компоненты далее распределяются между оливином, нефелином и полевыми шпатами, как будет подробно показано ниже (разд. V) Количество авгита (450) в приведенном примере определяется исходя из предположения, что в него войдет весь имеющийся Wo .

2. Минералы простого состава и акцессории

Эти минералы можно рассчитать по их стехиометрическим формулам, так как они либо имеют простой состав, настолько близкий к теоретическим формулам, что даже наличие их в больших количествах не приводит к существенным погрешностям, либо их содержание так мало, что ошибки, возникающие из-за пренебрежения примесями, незначительны.

Некоторые из этих минералов уже упоминались среди компонентов насыщенной нормы (табл. 9). Среди них только апатит, кальцит, циркон и пирит, которые даны в насыщенной норме, остаются в неизменных количествах в окончательных результатах расчета. Большинство других компонентов, по крайней мере частично, входит в минералы более сложного состава.

Таблица 9

Простые нормативные
акцессорные минералы

Апатит	$\text{Ca}_5\text{P}_3\text{O}_{12}(\text{F}, \text{Cl}) = 8 \text{ Ap}$
Ильменит	$\text{FeTiO}_3 = 2 \text{ Il}$
Магнетит	$\text{Fe}_3\text{O}_4 = 3 \text{ Mt}_0$
Кальцит	$\text{CaCO}_3 = 2 \text{ Cc}$
Ангидрит	$\text{CaSO}_4 = 2 \text{ Ah}$
Тенардит	$\text{Na}_2\text{SO}_4 = 2 \text{ Th}$
Галит	$\text{NaCl} = 1 \text{ Hl}$
Циркон	$\text{ZrSiO}_4 = 2 \text{ Z}$
Пирит	$\text{FeS}_2 = 1 \text{ Pr}$
Натросилит	$\text{Na}_2\text{SiO}_3 = 3 \text{ Ns}$

Случайные остатки, однако, будут приводиться как таковые. Кварц будет появляться только в том случае, если после преобразования всех силикатов остается избыток кремнезема. Тогда $Q = \Delta Q$. Другие простые минералы не появляются в насыщенной норме. Их состав будет определяться путем сложения или вычитания нескольких компонентов насыщенной нормы (табл. 10).

Следует сделать некоторые дополнительные замечания о непрозрачных минералах. В некоторых типах пород магнетит имеет почти стехиометрический состав. В других случаях он может содержать значительное количество Ti. Такие титаномагнетиты являются минералами, промежуточными между магнетитом и ульвошпинелью. Их состав может быть выражен как $m \cdot \text{Mt}_0 + n \cdot \text{Il}$, где $m > 0,5 n$.

Таблица 10

Минералы сложного состава, выраженные комбинацией норм

Шпинель	$MgAl_2O_4$	$= 3 Sp = 2 En + 3 Sil - 2 Q$
Плеонаст	$(Mg, Fe)Al_2O_4$	$= 3 Sp = 2 Hy + 3 Sil - 2 Q$
Герцинит	$FeAl_2O_4$	$= 3 Hc = 2 Fs + 3 Sil - 2 Q$
Ульвошпинель	Fe_2TiO_4	$= 3 Usp = 1 Mt + 2 Il$
Перовскит	$CaTiO_3$	$= 2 Psk = 2 Wo + 2 Il - 2 Fs$
Сфен (титанит)	$CaTiSiO_5$	$= 3 Tn = 2 Wo + 2 Il + 1 Q - 2 Fs$
Коссирит	$Na_4Fe_9Ti_2Si_{11}O_{37}$	$= 26 Coss = 6 Ns + 4 Il + 14 Fs + 2 Q$
Кордиерит	$(Mg, Fe)_2Al_4Si_5O_{18}$	$= 11 Cd = 6 Sil + 4 Hy + 1 Q$
Гранат	$(Fe, Mn)_3Al_2Si_3O_{12}$	$= 8 Gr = 6 Fs + 3 Sil - 1 Q$

В магнетите из ультраосновных пород, например из мелилитов, некоторое количество Fe^{3+} может замещаться на Al и минерал соответствует смеси Mt_0 и Hc.

В последующих расчетах магнетит, ильменит и герцинит будут даваться отдельно. Они могут быть суммированы, если известно, что непрозрачные минералы в действительности представлены титаномагнетитом, ульвошпинелью или Al-содержащим магнетитом. Хромит как таковой обычно не будет появляться, поскольку Cr прибавляется к Fe^{3+} . Однако достаточно беглого взгляда на атомные количества, чтобы определить, когда содержание Cr позволяет назвать минерал хромитом, а не магнетитом.

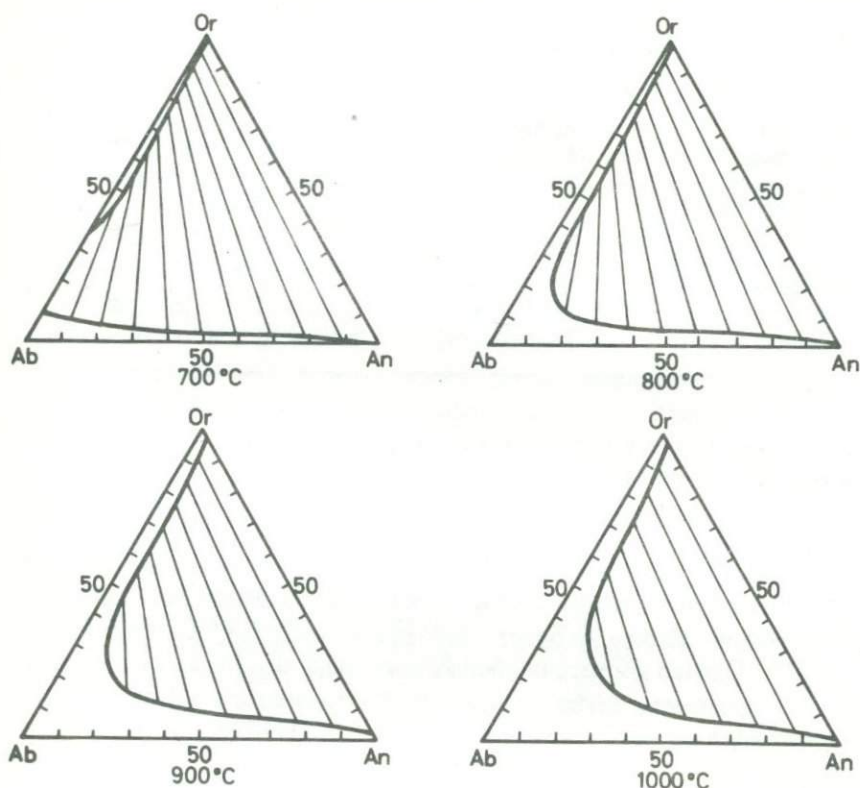
3. Полевые шпаты

В состав полевых шпатов входят три компонента: Or , Ab и An . Исходя из содержания этих компонентов, средний состав полевых шпатов может быть выражен формулой

$$Or_x Ab_y An_z, \text{ где } x+y+z = 100\%.$$

Эти три компонента смешиваются не в любых пропорциях, а обнаруживают разрыв в серии твердых растворов, ширина которого, как показано на фиг. 17, меняется в зависимости от температурных условий. На температуру кристаллизации оказывает влияние давление воды в магме — чем выше содержание газовой фазы, тем ниже температура кристаллизации. Четыре треугольные диаграммы различаются между собой главным образом размерами поля устойчивости анортотклаза¹⁾, которое сокращается с понижением температуры и исчезает

¹⁾ Термин "анортотклаз" используется для указания на химический состав полевого шпата, а не на название минерала [63].



Ф и г. 17. Зависимость смесимости полевых шпатов от температуры [2].

при температуре около 720°C . Одновременно составы сосуществующих щелочных полевых шпатов и плагиоклазов несколько смещаются, как видно по положению прямых линий на треугольных диаграммах (фиг. 17). Как следствие этого количественные соотношения между щелочным полевым шпатом и плагиоклазом в породе также будут изменяться в зависимости от температуры.

Постепенные изменения в содержании и в составе полевых шпатов не могут быть точно учтены при расчете. На основе статистических исследований полевых шпатов из изверженных пород [2] были получены две диаграммы, которые иллюстрируют парагенезисы и состав полевых шпатов в различных изверженных фациях. Для разновидностей санидина, богатых калием, и для более основных плагиоклазов диаграмма для истинной вулканической фации (фиг. 49) соответствует температуре порядка 900°C , а для более кислых полевых шпатов —

температуре 800° С. В условиях субвулканических (и псевдосубвулканических) фаций эти температуры примерно на 50° ниже, а в водных плутонических фациях (см. фиг. 62) они соответствуют 800 и 700° С. Существуют, конечно, и все промежуточные случаи, однако только применение этих двух средних диаграмм позволяет непосредственно сравнивать друг с другом результаты расчета устойчивых полевых шпатов.

Количество полевошпатовых компонентов в насыщенной норме породы не соответствует действительному среднему полевому шпату, поскольку часть их потенциально входит в клинопироксены, слюды и амфиболы; в недосыщенных породах щелочные полевые шпаты частично или полностью могут входить в состав фельдшпатоидов. Поэтому только те количества компонентов Ab^* , An^* и Or^* , которые остаются после расчета упомянутых минералов, участвуют в образовании полевых шпатов, средний состав их будет выражаться формулой $Or_x^* Ab_y^* An_z^*$.

4. Нефелин и кальсилит

Нефелин устойчив во всех фациях изверженных пород. Его химический состав обычно не соответствует точно теоретической формуле $NaAlSi_3O_8$. Около одной трети натрия может быть замещено калием. Согласно имеющимся данным, щелочное отношение $k = K/(Na + K)$ в нефелине равно примерно одной трети этого отношения в полном анализе породы. Его максимальное значение в вулканических породах может достигать 0,30, а в "водных" плутонических породах — только 0,15. Следовательно, кристаллизация нефелина вызывает повышение щелочного отношения в остающемся расплаве, что приводит (в сильно недосыщенных магмах) к обогащению его калием, которое может быть достаточным для появления лейцита вслед за нефелином. В подобных случаях нефелин присутствует в виде идиоморфных фенокристаллов, в то время как лейцит образует ксеноморфные выделения, заполняющие интерстиции.

Наряду с этим нефелиновая структура, особенно в менее недосыщенных изверженных породах, содержит кремнезем в количествах, превышающих стехиометрические соотношения. В вулканических породах, содержащих только небольшое количество нефелина, избыток кремния в нем может достигать 8 мол. %, в то время как в некоторых нефелинитах и нефелиновых мелилититах минерал соответствует формуле $(Na, K)AlSi_3O_8$. В богатых калием нефелинах избыток кремния становится гораздо меньшим и доходит до нуля, если щелочное отношение k превышает 0,4.

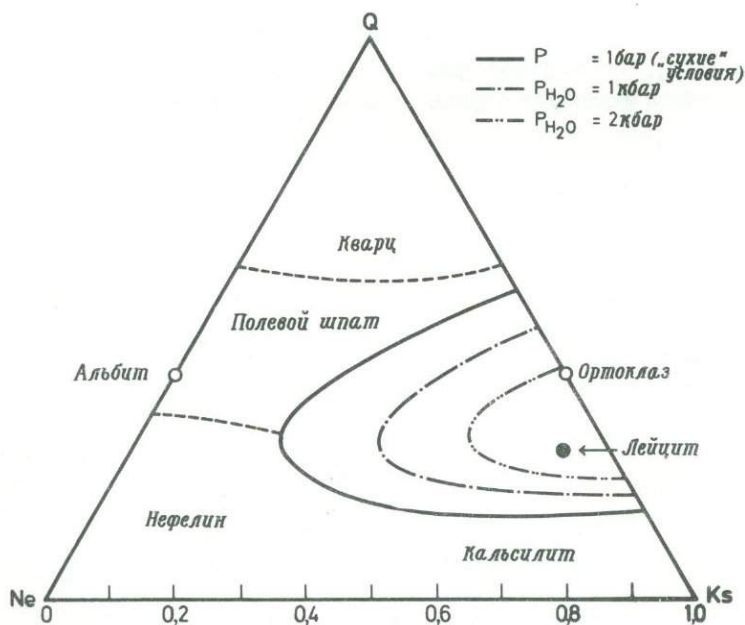
Кальсилит не содержит избытка кремния, но в среднем заключает в себе около 9 мол. % NaAlSiO_4 . Следовательно, формула среднего кальсилита имеет вид $\text{K}_{10}\text{NaAl}_{11}\text{Si}_{11}\text{O}_{44}$.

5. Лейцит

Средний состав лейцита соответствует формуле $\text{K}_{10}\text{NaAl}_{11}\text{Si}_{22}\text{O}_{66}$, т.е. минерал содержит 9 мол. % $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$. Вариации в отношениях калия и натрия в природном лейците невелики и при расчете устойчивых минеральных ассоциаций ими можно пренебречь.

Лейцит встречается только в вулканических и субвулканических породах и никогда не наблюдается в настоящих плутонитах, поскольку поле его устойчивости резко сокращается с повышением давления, как это показано схематически на фиг. 18.

Идиоморфные кристаллы лейцита встречаются только в относительно обогащенных калием вулканических породах ($k \geq 0,4$), но ксеноморфный лейцит может образовываться также и из более недосыщенных натровых магм вследствие обогащения калием остаточного



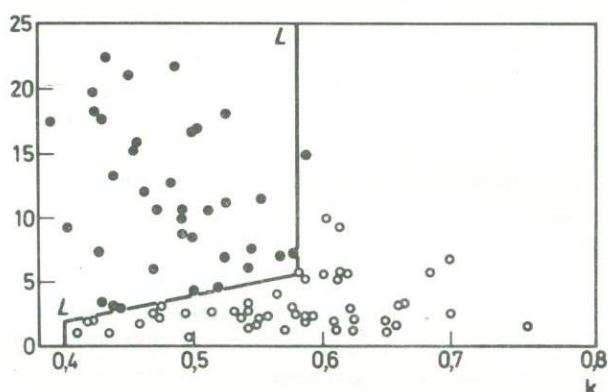
Ф и г. 18. Поле устойчивости лейцита при различных давлениях воды. Лейцит встречается в недосыщенных лавах только в том случае, если $k > 0,40$, и в вязких лавах, только когда $k > 0,58$.

расплава при кристаллизации нефелина (см. выше). Обратные соотношения могут иметь место в сильно недосыщенных калиевых магмах, в которых раннее выделение лейцита приводит к обогащению остаточного расплава натрием и как следствие этого к кристаллизации ксеноморфного нефелина после лейцита. Некоторые авторы считают, что из недосыщенных магм с щелочным отношением более 0,4 в любом случае будет образовываться лейцит. Однако статистика наблюдений свидетельствует о том, что эта проблема не так проста. В действительности имеется немало недосыщенных лав, имеющих значения k от 0,4 до 0,58, которые не содержат модального лейцита. Поэтому необходимо найти другой определяющий признак, помимо щелочного отношения. Такой фактор был установлен на основании следующих положений.

Во время вулканических извержений большая часть магматических газов выделяется в атмосферу и только незначительные количества их сохраняются в излившихся лавах. Хорошо известно, что фемические лавы (базальты, тефриты и др.) очень текучи и поэтому легко теряют содержащиеся в них газы, в то время как салические лавы (трахиты, фонолиты и др.) удерживают газы благодаря своей высокой вязкости. Заключенные в магме газы должны достичь высокого давления, чтобы преодолеть внутреннее трение расплава и вырваться путем эксплозии. Очевидно, что в вязких салических лавах газы находятся под более высоким давлением, определяя, таким образом, условия, сравнимые с условиями субвулканической фации. Поле устойчивости лейцита сильно сокращается, поэтому состав фельдшпатоида, который кристаллизуется из магмы, зависит не только от щелочного отношения и от степени недосыщенности, но и от вязкости расплава.

Вязкость расплава в свою очередь зависит от его химического состава. Она сравнительно низка в фемических и повышается в салических расплавах, однако это объясняется не только химическим составом, но и более низкими температурами кислых магм. В таком случае величина отношения $v = (Og + Ab)/(Wo + Hy)$ должна быть примерно пропорциональна вязкости расплава и поэтому может служить необходимым определяющим фактором

Нанося на график значения этого отношения v против щелочного отношения k , мы получаем отдельные поля образования нефелина и лейцита, как показано на фиг. 19. При значениях k от 0,4 до 0,58 наблюдается четкая граница (L) между полем пород, кристаллизующихся из подвижных основных магм с фенокристаллами лейцита, и полем пород, образующихся из вязких магм и не содержащих фенокристаллов лейцита. Граница между этими двумя полями может быть определена по уравнению $L = 20k - 6$.



Ф и г. 19. Устойчивость лейцита и нефелина в зависимости от k и v' . Абсцисса: $k = Or / (Or + Ab)$; ордината: $v' = (Or + Ab)(Wo + Hy)$. Черные кружки — нефелин, светлые — лейцит.

В итоге устанавливаются следующие соотношения. Если k меньше 0,2, образуется только нефелин; если k находится между 0,2 и 0,4, вначале кристаллизуется нефелин и только в сильно недосыщенных породах позже может образоваться ксеноморфный лейцит. Если значение k колеблется между 0,4 и 0,58, вначале кристаллизуется нефелин или лейцит в зависимости от степени вязкости магмы, выраженной через отношение v . При $v < L$ сначала образуется лейцит; если $v > L$, то сначала кристаллизуется нефелин.

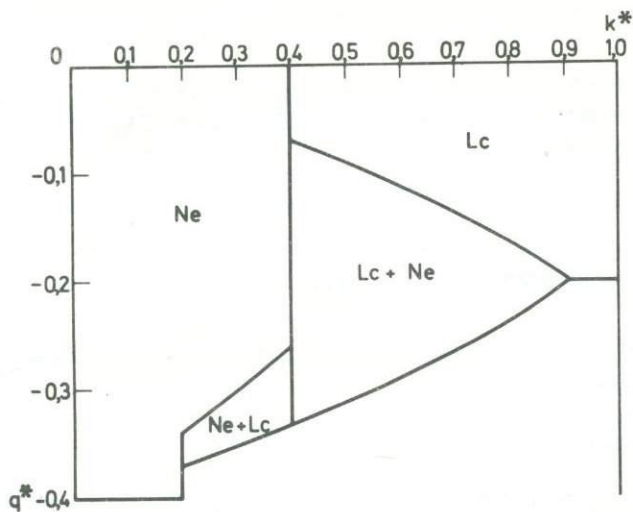
Когда $k = 0,58 - 0,91$, то вначале образуется лейцит, а затем, если магма сильно недосыщена, может кристаллизоваться ксеноморфный нефелин.

Если $k > 0,91$, то образуется только лейцит.

На основании этих соотношений поля устойчивости нефелина и лейцита могут быть представлены как функция щелочного отношения и степени дефицита кремнезема (q^*). Фиг. 20 иллюстрирует поля устойчивости нефелина и лейцита для подвижных магм с $v < L$ (ср. с фиг. 19), а фиг. 21 показывает эти поля устойчивости для вязких магм с $v > L$ (ср. с фиг. 19).

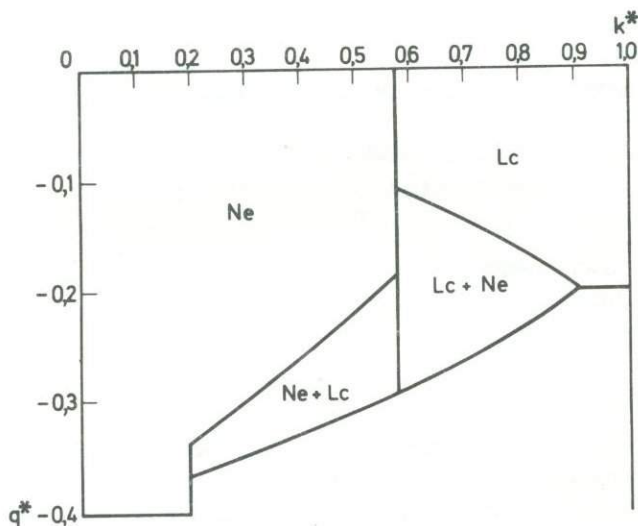
6. Группа содалита

Содалит, нозеан и гайюин образуют между собой твердые растворы, обычно с преобладанием одного из этих компонентов. Содалит часто имеет состав, почти идеально соответствующий теоретической формуле. В гайюине, подобно нефелину, часть натрия может заме-



Ф и г. 20. Поля устойчивости лейцита и нефелина для текущих магм в зависимости от k^* и q^* .

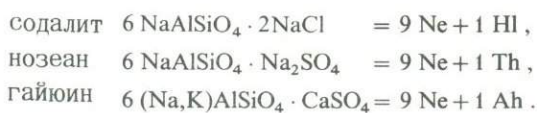
Абсцисса: $k = Or^*/(Or^* + Ab^*)$; ордината: $q^* = \Delta Q^*/(Or^* + Ab^*)$.



Ф и г. 21. Поля устойчивости лейцита и нефелина для вязких магм в зависимости от k^* и q^* .

Абсцисса: $k^* = Or^*/(Or^* + Ab^*)$; ордината: $q^* = \Delta Q^*/(Or^* + Ab^*)$.

щаться калием. Поскольку эти три фельдшпатоида обычно присутствуют в сравнительно небольших количествах, для их расчета можно использовать простые стехиометрические формулы:



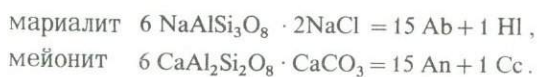
Эти минералы распространены только в недосыщенных породах, содержащих Cl и (или) SO_3 .

7. Канкринит

Минерал встречается только в недосыщенных субвулканических и плутонических породах (фойяитах) и имеет преимущественно дейтерическое происхождение. Его состав почти точно соответствует формуле $6 \text{ NaAlSiO}_4 \cdot \text{CaCO}_3 = 9 \text{ Ne} + 1 \text{ Cc}$.

8. Скаполиты

Минералы группы скаполита могут появляться в насыщенных и перенасыщенных породах вместо содалитовых минералов. Они образуют смешанные кристаллы, крайними членами которых являются:



Мариалит очень редок в вулканических породах и не учитывается в расчете. Другие разновидности присутствуют только в субвулканических породах.

9. Пироксены

В чисто вулканической фации устойчивы только клинопироксены (Срх). Спорадические фенокристаллы ортопироксенов (Орх) образуются при субвулканических и плутонических условиях и не находятся в равновесии с фазами основной массы. В более кислых салических лавах вследствие того, что вязкие растворы частично удерживают газовую фазу, кристаллизация происходит при более низкой температуре в псевдовулканических условиях, разрыв смесиности увеличивается, и оба пироксена (Срх и Орх) равновесно сосуществуют друг с другом (стр. 174 и 179–180).

Насыщенные нормы пироксенов [9]

Пироксены	Il	Or	Ab	An	Ac	Ns	Wo	En	Fs	ΔQ	Сумма	Ox ^o
Салит	7	13	39	107	—	—	764	765	201	-86	1810	0,332
"	59	12	110	346	—	—	583	627	194	-150	1781	0,206
Эгирин	19	20	161	—	1530	—	—	—	24	-22	1732	0,974
"	16	15	268	—	1275	5	117	29	92	-73	1744	0,855
Эгирин-авгит	64	19	103	—	1073	61	184	197	—	64	1765	0,906
"	40	—	126	—	835	—	341	213	178	2	1735	0,753
"	10	41	174	—	549	—	478	263	292	-81	1726	0,608
"	19	23	268	—	13	—	742	441	374	-131	1749	0,404
Авгит	12	2	44	128	—	—	634	794	228	-43	1799	0,144
"	31	7	108	193	—	—	671	720	244	-173	1801	0,325
"	14	—	37	96	—	—	636	720	296	-24	1775	0,130
"	33	8	58	87	—	—	607	707	322	-49	1773	0,094
"	15	3	39	87	—	—	550	625	464	-37	1746	0,082
Na-авгит	29	4	448	36	—	—	669	520	252	-173	1785	0,377
Ферроавгит	30	29	168	72	—	—	586	361	586	-137	1695	0,036
"	18	4	37	31	—	—	661	175	760	-33	1653	0,047
Субкальциевый авгит	60	13	61	59	—	—	369	649	491	12	1714	0,097
Субкальциевый ферроавгит	3	21	94	132	—	—	231	341	778	18	1618	0,149
Титан-авгит	73	10	145	308	—	—	675	582	159	-180	1772	0,481
"	96	—	58	476	—	—	650	386	258	-202	1722	0,378
"	108	19	126	257	—	—	690	556	140	-128	1768	0,401
"	138	14	171	268	—	—	674	527	116	-145	1763	0,435
Пижонит	5	—	31	6	—	—	142	1166	507	-49	1808	0,051
"	16	—	18	74	—	—	167	928	610	-50	1763	0,033
"	15	24	42	36	—	—	237	799	649	-55	1746	0,004
"	13	2	3	50	—	—	134	737	552	19	1710	0,001
"	21	13	37	19	—	—	128	629	823	0	1670	0,051
Бронзит	5	—	—	75	—	—	12	1341	443	-26	1850	—
Гиперстен	5	—	44	—	25	—	95	1181	507	-45	1812	0,062
"	3	7	48	—	21	—	27	1072	661	-58	1781	0,049
"	2	—	—	21	—	—	37	920	760	3	1743	0,023
Феррогиперстен	4	1	2	17	—	—	18	643	1002	-17	1670	—

Компонентами ортопироксенов являются E_n и F_s . Количество других компонентов, таких, как W_o , обычно так мало, что ими можно пренебречь. С другой стороны, состав клинопироксенов часто весьма сложен, как можно видеть из насыщенных норм S_{px} , приведенных в табл. 11.

Кроме главных компонентов W_o , E_n , F_s и спорадически присутствующего A_c , в S_{px} обычно отмечаются значительные количества A_n , Ab , Or и Il . Теоретически нормативные полевошпатовые компоненты должны быть десилицированы с образованием пироксеновых компонентов — молекулы Чермака (T_s), жадеита (Jd) и "калиевого жадеита" ($K-Jd$) согласно уравнениям

$$5 A_n - 1 Q = 4 T_s,$$

$$5 Ab - 1 Q = 4 Jd,$$

$$5 Or - 1 Q = 4 K-Jd,$$

т.е. дефицит кремния $-ΔQ$ должен равняться $-0,2 (Or + Ab + A_n)$. В действительности в среднем $ΔQ = -0,35 (Or + Ab + A_n)$. Если пометить штрихом компоненты насыщенной нормы, входящие в клинопироксены, обычные нормы клинопироксенов будут выглядеть следующим образом:

$$S_{px} = Il' + Or' + Ab' + A_n' + W_o' + Hy' - Q'$$

и соответственно для щелочных пироксенов

$$S_{px} = Il' + Or' + Ab' + A_c' + W_o' + Hy' - Q'.$$

Относительные количества отдельных компонентов зависят, естественно, от состава магмы, из которой кристаллизуется клинопироксен. На основании имеющихся данных можно установить приближенные соотношения:

1. Количество полевошпатовых компонентов ($F_{sp}' = Or' + Ab' + A_n'$) в клинопироксене примерно пропорционально количеству W_o при определенном значении $ΔQ$ насыщенной нормы породы. Если F' будет коэффициентом пропорциональности, то $F_{sp}' = F' \cdot W_o$. F' может быть выражен с помощью следующих уравнений:

$$\text{если } ΔQ > 0, \quad \text{то } F' = 0,2 (1 - ΔQ \cdot 10^{-3});$$

$$\text{если } ΔQ < 0, \quad \text{то } F' = 0,2 - ΔQ \cdot 10^{-3}.$$

2. Относительные количества отдельных $F_{sp'}$ -компонентов примерно пропорциональны содержанию Or , Ab и An в породе. Если факторами пропорциональности будут x , y и z , то имеют место следующие соотношения:

$$Or' : Ab' : An' = x Or : y Ab : z An.$$

В этом случае коэффициенты пропорциональности также несколько различаются для пересыщенных и недосыщенных пород, а именно:

$$\begin{aligned} \text{если } \Delta Q > 0, & \text{ то } x = 0,3 Or, y = 1,0 Ab, z = 2,0 An; \\ \text{если } \Delta Q < 0, & \text{ то } x = 0,2 Or, y = 0,6 Ab, z = 2,0 An. \end{aligned}$$

Пусть $D = F' \cdot W_0(x + y + z)$, тогда полевошпатовые компоненты в клинопироксене будут выражаться так:

$$Or' = x D; \quad Ab' = y D; \quad An' = z D.$$

В большинстве случаев значения этих компонентов будут гораздо меньше, чем соответствующие члены насыщенной нормы породы. Однако для недосыщенных пород, обогащенных W_0 , возможны случаи, когда $An' > An$ и даже $Ab' > Ab$. В таких случаях следует принять $An' = An$ и $Ab' = Ab$. Сумма $F_{sp'}$ тогда будет меньше, чем $F' \cdot W_0$. Поэтому определение Q' во всех случаях должно основываться на соотношении $Q' = -0,35 (Or' + Ab' + An')$.

3. Обычно небольшие количества Π' в норме S_{rx} зависят, естественно, от наличия Π в породе, но прямой пропорциональности в данном случае не наблюдается. Попытки найти фактор пропорциональности p показали, что он возрастет с увеличением W_0 , с уменьшением An и щелочного отношения

$$k = K/(K + Na) = Or/(Or + Ab).$$

Наиболее приемлемыми являются отношения

$$\begin{aligned} \text{если } k > 0,4, & \text{ то } p = 0,3 W_0/An, \\ \text{если } k < 0,4, & \text{ то } p = 0,6 W_0/An, \end{aligned}$$

и тогда $\Pi' = p \cdot \Pi$.

Верхний предел значений p , естественно, равен 1, т.е. $\Pi' = \Pi$.

4. В вулканических и "сухих" плутонических фациях весь имеющийся W_0 и весь As входят в клинопироксен. В пересыщенных породах в чисто вулканической фации весь Hu также входит в клинопироксен, тогда как в недосыщенных породах часть Hu может превращаться в

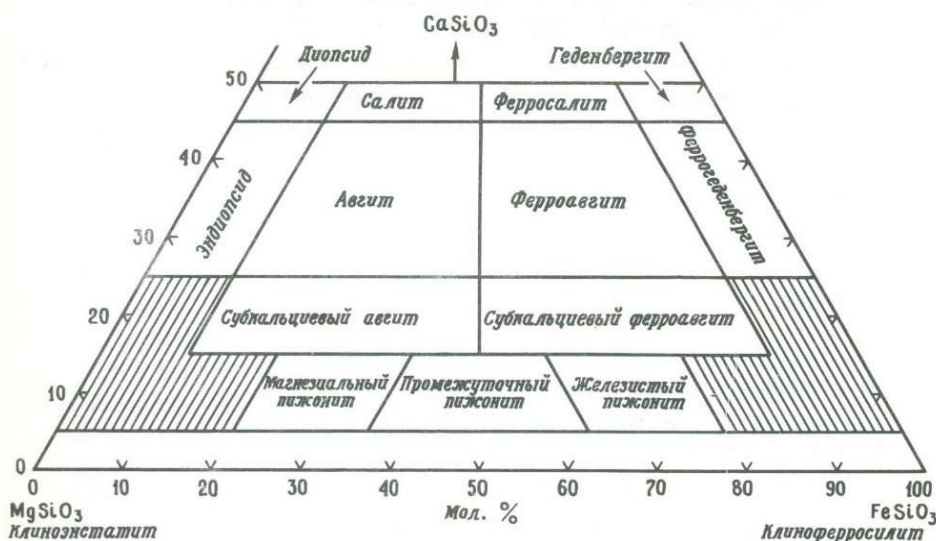
оливин, если $Ny > n \cdot Wo$. И наоборот, если $Ny < n \cdot Wo$, весь Ny входит в клинопироксен, и оливин не образуется.

Числовые значения n обнаруживают зависимость от величин ΔQ и k в соответствии со следующими приближенными соотношениями:

- если $\Delta Q \geq 0$ и $k < 0,4$, то $n = 1,3$;
- если $\Delta Q \geq 0$ и $k \geq 0,4$, то $n = 1,2$;
- если $\Delta Q < 0$ и $k < 0,4$, то $n = 1,3 + \Delta Q \cdot 10^{-3}$;
- если $\Delta Q < 0$ и $k \geq 0,4$, то $n = 1,2 + \Delta Q \cdot 10^{-3}$.

В субвулканических и плутонических фациях максимальное количество Ny в Srx (без Ac) равно $n \cdot Wo$. Если $Ny > n \cdot Wo$, то часть Ny , а именно $Ny^* = Ny - n \cdot Wo$, образует гиперстен или войдет в биотит и амфибол. Натровый авгит и эгирин-авгит никогда не ассоциируются с оливином или гиперстеном. Поэтому в насыщенных нормах Ac -содержащих щелочных клинопироксенов соотношения Ny/Wo могут неограниченно варьировать. В зависимости от химического состава пироксены могут быть разделены на несколько типов, как это сделано, например, Поддержвартом и Хессом [40]. Исходя из насыщенных норм пироксена, в изверженных породах выделяются следующие типы (фиг. 22):

А. Srx с An : пусть $c = (Wo + 0,4 An)/Ny$, тогда Ny' разделяется на Fs и En ($En = 2 Mg$):



Ф и г. 22. Классификация клинопироксенов в системе $CaMgSi_2O_6 - CaFeSi_2O_6 - Mg_2Si_2O_6 - Fe_2Si_2O_6$ [40].

c	$E_n > F_s$	$E_n < F_s$
$> 0,9$	Диопсид	Геденберит
$0,5 - 0,9$	Авгит	Ферроавгит
$0,3 - 0,5$	Субкальциевый авгит	Субкальциевый ферроавгит
$0,1 - 0,3$	Пижонит	Ферропижонит

Авгиты и диопсид-авгиты ($c' > 0,5$), содержащие в норме более 4% $П$, называются титан-авгитами.

В. $Срх$ с $Ас$ (щелочные $Срх$): пусть $a = Ас / (Ас + Wo + Hy)$:

$a \geq 0,70$	эгирин
$0,70 > a \geq 0,15$	эгирин-авгит
$0,15 > a \geq 0$	натровый авгит

С. Орх: пусть $m = E_n / (E_n + F_s)$:

$m \geq 0,90$	энстатит
$0,90 > m \geq 0,70$	бронзит
$0,70 > m \geq 0,50$	гиперстен
$0,50 > m \geq 0,30$	феррогиперстен
$0,30 > m \geq 0,10$	эвлит

Следует заметить, что величина m зависит от степени окисления, которая в свою очередь определяет количество Fe , входящего в магнетит, а следовательно, и количество F_s . После стандартизации количества Mt_0 количество F_s также было стандартизовано таким образом, что тип ортопироксена остается неизменным независимо от действительной степени окисления анализируемой породы.

10. Оливины

Состав породообразующих оливинов настолько близко соответствует формуле $(Mg, Fe)_2SiO_4$, что оливин может быть рассчитан по стехиометрической формуле. Недосыщенные породы чисто вулканической или "сухой" плутонической фаций будут содержать оливин в том случае, если в их насыщенной норме $Hy > n \cdot Wo$, т.е. если после расчета пироксена Hy^* остается в избытке. Орх превращается в оливин согласно уравнению $4 Hy - 1 Q = 3 Ol$.

Количество оливина зависит от относительного количества остающегося Hy^* и остающегося дефицита кремния $-\Delta Q^*$:

если $ \Delta Q^* < 0,25 Hy^*$,	то $Ol = 3 \Delta Q^* $;
если $ \Delta Q^* > 0,25 Hy^*$,	то $Ol = 0,75 Hy^*$.

В последнем случае остается некоторый дефицит $-\Delta Q_2 = |\Delta Q_1| = |\Delta Q^*| - 0,25 N_y^*$.

11. Слюды

Слюды – гидроксилсодержащие силикаты и устойчивы только в "водных" фациях изверженных пород.

Мусковит магматического генезиса образуется только из тех очень немногих магм, которые содержат большой избыток Al; при этом в насыщенной норме неизменных пород будет соблюдаться соотношение $Sil > 1,32 N_y$. Средний состав мусковита (M_s) с определенным приближением может быть выражен через следующие относительные количества соединений:

$$100 M_s = 61 Or' + 12 Ab' + 40 Sil' - 13 Q'$$

Очевидно, что насыщенные нормы измененных пород иногда содержат значительное количество Sil вследствие того, что полевые шпаты в той или иной степени превращаются в глинистые минералы. Если анализы таких пород будут рассчитываться аналогично свежим породам, в результате получится значительное количество несуществующего мусковита. Схема правильного расчета приводится на стр. 186–188.

Биотит обычно не вполне соответствует теоретической формуле $K(Mg, Fe)_3 AlSi_3 O_{10}(OH)_2$. В большинстве случаев часть кремния замещается алюминием, часть калия – натрием и часть железа – титаном. Приведенные в табл. 12 насыщенные нормы биотитов могут слу-

Таблица 12

Насыщенные нормы слюд [9]

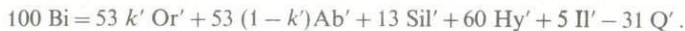
Il	Or	Ab	An	Sil	En	Fs	ΔQ
74	839	81	130	79	667	411	-532
107	695	113	146	55	632	362	-407
91	866	105	139	61	594	512	-634
132	866	84	116	111	508	409	-490
85	973	34	34	178	456	486	-538
90	882	81	80	75	395	576	-482
16	918	247	—	29	408	716	-640
87	839	129	92	134	421	557	-574
79	834	164	—	60	339	785	-625
79	876	24	15	151	210	764	-464
54	957	202	— ^a	—	47	884	-590
46	932	63	14	43	49	873	-456

^a 37 Ac.

жить наглядным примером разнообразия их химического состава. Обозначим нормативные компоненты биотита штрихом, чтобы отличать их от компонентов насыщенной нормы породы.

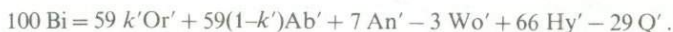
Имеющиеся данные показывают, что отношение $k' = \text{Or}' / (\text{Or}' + \text{Ab}')$ зависит от $k = \text{Or} / (\text{Or} + \text{Ab})$, причем эта зависимость приближенно выражается следующим уравнением: $k' = 0,30 k + 0,70$.

Биотит в большинстве случаев содержит избыток Al, т.е. в норме присутствует Sil, количество которого наиболее высоко в тех случаях, когда насыщенная норма породы сама также содержит Sil. Средний состав такого богатого Al биотита можно записать следующим образом:



Это уравнение может быть использовано для расчета биотита в породах, в насыщенной норме которых отношение $h = \text{Hy} / (\text{Hy} + \text{Sil})$ меньше 0,82. В тех случаях, когда $h \geq 0,82$, количества Sil' и Hy' соответствуют Sil и Hy породы (фиг. 23).

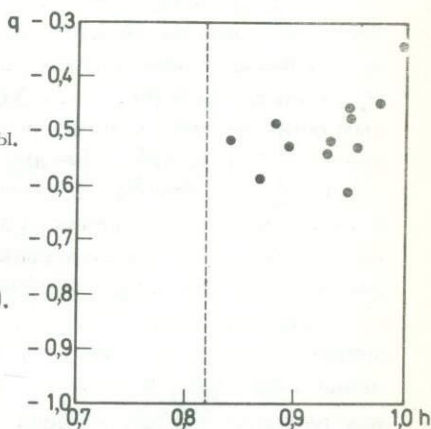
В породах, которые не имеют Sil в своей насыщенной норме, а содержат Wo и An, биотиты также обнаруживают избыток Al, т.е. некоторое количество Sil'. Для удобства этот Sil' заменяется на An и Wo в соответствии с уравнением $3 \text{ Sil} = 5 \text{ An} - 2 \text{ Wo}$. В таких породах насыщенная норма среднего биотита будет выглядеть следующим образом:



В породах, содержащих в насыщенной норме Ac, избыток Al в биотитах ничтожен или совершенно отсутствует. Средний биотит в этом случае можно записать так:



Биотит может быть устойчив в лавах в том случае, если их вязкость достаточно высока, чтобы препятствовать удалению летучих компонентов. В текучих подвижных лавах биотит не образуется. Вязкость зави-



Ф и г. 23. Положение биотитов на диаграмме $h - q$.
Абсцисса $h = \text{Hy} / (\text{Hy} + \text{Sil})$; ордината $q = \Delta Q / (\text{Hy} + \text{Sil})$.

сит от химического состава лавы и заметно увеличивается с понижением температуры. Более низкотемпературные кислые салические магмы имеют значительно большую вязкость, чем фемические. Поэтому отношение $v = (Or + Ab + \Delta Q) / (Wo + Hy)$ должно быть определенным образом связано с вязкостью и можно ожидать, что существует предельное значение v , выше которого биотит становится устойчивым.

С другой стороны, образование биотита зависит от щелочного отношения k и от насыщенности породы кремнием. Фиг. 45 иллюстрирует значения v и k , ограничивающие поле устойчивости биотита. Этот предел может быть выражен уравнением $v = 12 - 12, k$.

Вообще говоря, чтобы мог образоваться биотит, щелочное отношение k должно быть больше 0,30. Однако вследствие того, что давление воды P_{H_2O} и щелочное отношение k увеличиваются в остаточном расплаве при образовании безводных силикатов, в конце процесса кристаллизации может образоваться некоторое количество биотита, хотя исходное значение k в магме было ниже 0,30. Такой поздний биотит не будет находиться в равновесии с ранее образовавшимся клинопироксеном. Поэтому при расчете устойчивой минеральной ассоциации следует принять, что биотит образуется только при $k > 0,30$.

В зависимости от величины отношения $m = E_n / (E_n + F_s)$ можно выделить следующие разновидности биотита:

флогопит	$m > 0,80$,
биотит	$0,80 > m > 0,30$,
лепидомелан	$m < 0,30$.

12. Амфиболы

Амфиболы еще более разнообразны по составу, чем клинопироксены. Это иллюстрируется насыщенными нормами некоторых амфиболов (табл. 13).

На основании анализов пород и амфиболов могут быть выведены следующие приближенные соотношения:

1. Такие разновидности амфиболов, как роговая обманка, гастингсит и керсутит, кристаллизуются из магм, насыщенные нормы которых содержат An и Wo .

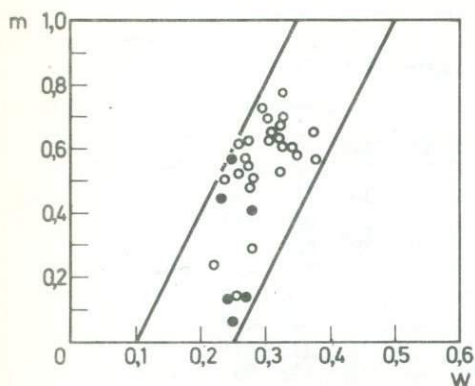
2. Состав этих амфиболов варьирует в определенных пределах отношения $w = Wo / Hy$, как показано на фиг. 24 и 25, и зависит к тому же от степени насыщенности магмы кремнеземом и в некоторой степени от отношения $m = E_n / Hy$. Для удобства расчета наиболее вероятные границы поля амфиболов представлены прямыми линиями, которые аналитически выражаются следующими уравнениями:

Насыщенные нормы амфиболов [9]

	Il	Or	Ab	An	Wo	En	Fs	ΔQ
Роговая обманка	27	18	306	194	323	787	302	-808
То же	8	16	187	363	280	716	311	-670
"	30	75	194	154	344	710	354	-646
"	31	34	106	327	327	660	395	-616
"	32	84	168	92	397	658	479	-588
"	69	152	163	336	270	569	430	-611
"	37	81	156	431	259	516	422	-470
"	39	71	184	103	342	542	497	-363
"	47	71	161	319	263	272	674	-96
"	18	179	81	445	236	138	793	-5
Гастингсит	17	13	289	578	133	599	384	-647
"	39	104	353	455	217	381	523	-476
"	37	146	292	378	205	220	714	-188
"	32	207	476	463	190	126	672	-239
"	16	211	282	336	246	133	801	-105
"	22	203	332	263	243	66	895	-23
Базальтическая роговая обманка	64	133	366	485	248	716	233	-1028
Керсутит	259	152	616	161	324	640	8	-990
"	189	63	550	364	270	560	134	-836
"	175	168	414	402	223	546	147	-778
"	178	110	544	301	274	557	172	-824
Баркевикит	9	67	600	1	418	480	523	-613
"	6	83	605	198	294	294	706	-398

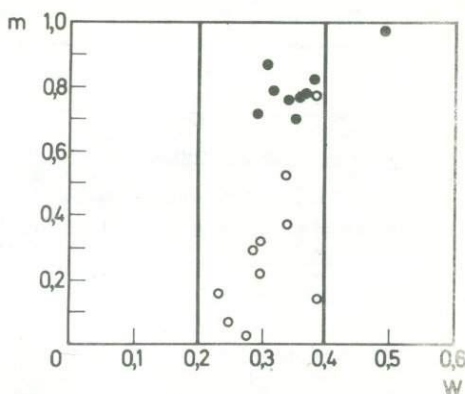
Щелочные амфиболы

	Il	Or	Ab	Ac	K-Ac	Ns	Wo	En	Fs	ΔQ
Рибекит	24	16	—	732	90	112	7	11	480	+105
"	20	69	—	407	89	273	21	15	676	+101
"	11	60	—	590	130	18	47	251	442	+100
Арфведсонит	52	192	255	385	—	178	101	279	427	-106
"	28	106	—	838	41	67	194	65	389	-41
"	12	307	88	497	—	106	73	12	706	-140
Катафорит	43	109	269	422	—	76	179	304	440	-112
Баркевикит (натровый)	61	101	374	147	—	—	300	282	733	-314



Ф и г. 24. Положение амфиболов на диаграмме $w - m (\Delta Q > 0)$.

Абсцисса: $w = W_0/Hy$; ордината: $m = En/Hy$.



Ф и г. 25. Положение амфиболов на диаграмме $w - m (\Delta Q < 0)$.

Абсцисса: $w = W_0/Hy$; ордината: $m = En/Hy$.

в пересыщенных породах $\Delta Q > 0$:

нижний предел $w_1^I = 0,1 + 0,2 m$,

верхний предел $w_2^I = 0,25 + 0,2 m$;

в недосыщенных породах $\Delta Q < 0$:

нижний предел $w_1^{II} = 0,2$,

верхний предел $w_2^{II} = 0,4$.

3. Общее количество полевошпатовых компонентов (F_{sp}''), входящих в эти амфиболы, зависит от степени насыщенности породы кремнеземом (ΔQ) и пропорционально количеству гиперстенового компонента (Hy'') в амфиболе. Эта зависимость может быть выражена уравнением $f'' \cdot Hy'' = F_{sp}''$, где значение фактора пропорциональности f'' определяется следующим образом:

в пересыщенных породах $f'' = 0,5 - 0,4 \Delta Q \cdot 10^{-3}$,

в недосыщенных породах $f'' = 0,5 - 2,33 \Delta Q \cdot 10^{-3}$.

Соотношения между полевошпатовыми компонентами в амфиболах практически такие же, как и в породах:

$$Or'' : Ab'' : An'' = Or : Ab : An .$$

4. В насыщенной норме роговой обманки или гастингсита среднее содержание ильменита определяется соотношением

$$Il'' = 0,03 Hy'' \text{ (верхний предел } Il'' = Il \text{)}.$$

Типичный керсутит встречается в недосыщенных породах и содержит больше Mg, чем Fe. В насыщенной норме керсутита количество ильме-

нита (Π'') увеличивается с ростом значения $m = E_{\Pi}/N_{\Pi}$ в соответствии с уравнением

$$\Pi'' = (0,8m - 0,37) N_{\Pi}'' \quad (\text{верхний предел } \Pi'' = \Pi).$$

На основании этих соотношений насыщенные нормы рассматриваемых амфиболов могут быть рассчитаны как сумма компонентов

$$\Pi'' + Or'' + Ab'' + An'' + Wo'' + Hy'' + Q''.$$

В зависимости от количественных соотношений этих компонентов разновидности амфиболов определяются следующим образом:

роговая обманка	$(Or'' + Ab'' + An'') > 0,75 N_{\Pi}''$,
гастингсит	$(Or'' + Ab'' + An'') < 0,75 N_{\Pi}''$ и $\Pi'' < 0,1 N_{\Pi}''$,
керсутит	$(Or'' + Ab'' + An'') < 0,75 N_{\Pi}''$ и $\Pi'' > 0,1 N_{\Pi}''$.

Щелочные амфиболы рибекит, арфведсонит и катафорит образуются из магм, которые содержат в насыщенной норме Ac . Их состав зависит от степени насыщенности породы кремнеземом, а также от соотношений

$$a'' = Ac'' / (Ac'' + Hy''),$$

$$w'' = Wo'' / (Ac'' + Hy''),$$

как показано на фиг. 26 и 27.

Границы поля устойчивости амфиболов могут быть выражены следующими уравнениями:

в перенасыщенных породах ($\Delta Q > 0$):

$$\text{нижний предел } w_1'' = 0,11 - 0,28a'',$$

$$\text{верхний предел } w_2'' = 0,20 - 0,29a'';$$

в недосыщенных породах ($\Delta Q < 0$):

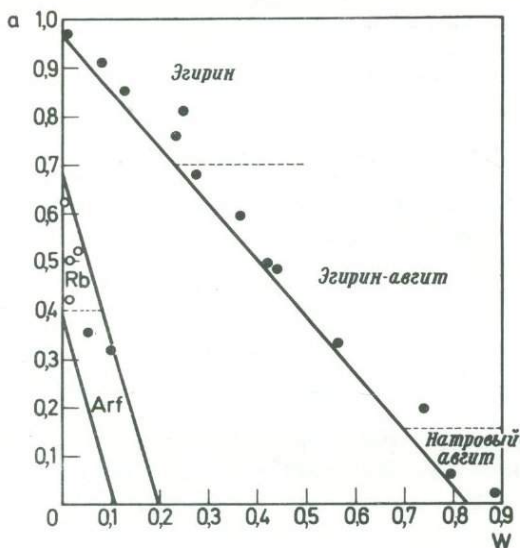
$$\text{нижний предел } w_1'' = 0,16 - 0,4a'',$$

$$\text{верхний предел } w_2'' = 0,32 - 0,4a'' \quad \text{при } a'' < 0,55.$$

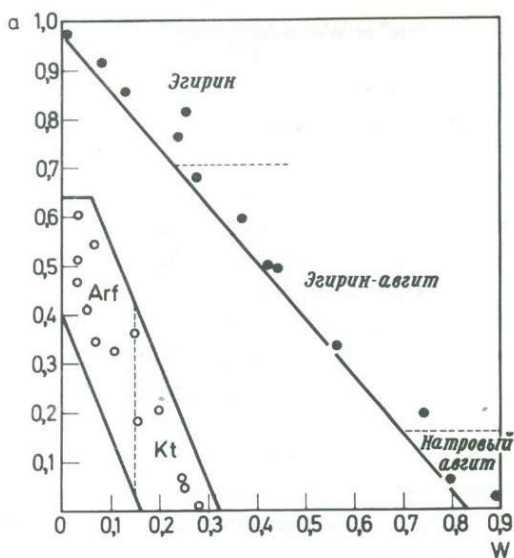
Далее можно проследить следующие соотношения:

1. Количества компонентов Ac'' , Wo'' и Hy'' , входящих в щелочные амфиболы, равны Ac , Wo и Hy в насыщенной норме породы, если амфибол является единственным фемическим силикатом. Иначе говоря, эти количества представляют собой остатки Ac , Wo и Hy после образования биотита, эгирин-авгита или эгирина.

2. Количества полевошпатовых компонентов (Or'' и Ab'') входящих в щелочные амфиболы, зависят от степени насыщенности пород кремнеземом (ΔQ) и пропорциональны сумме $Ac'' + Hy''$, т.е.



Фиг. 26. Положение щелочных амфиболов и щелочных пироксенов на диаграмме $w - a$ ($\Delta Q > 0$).
 Абсцисса: $w = W_o / (Ac + Hy)$; ордината: $a = Ac / (Ac + Hy)$. Rb — рибекит
 Arf — арфведсонит.



Фиг. 27. Положение щелочных амфиболов и щелочных пироксенов на диаграмме $w - a$ ($\Delta Q < 0$).
 Абсцисса: $w = W_o / (Ac + Hy)$; ордината: $a = Ac / (Ac + Hy)$. Arf — арфведсонит;
 Kt — катафорит.

$$(Or'' + Ab'') = f'' \cdot (Ac'' + Hy''),$$

где фактор пропорциональности равен

в пересыщенных ($\Delta Q > 0$) породах $f'' = 0,14 - 2a$,

в недосыщенных ($\Delta Q < 0$) породах $f'' = 0,82 - 1,5a$

при

$$a = Ac/(Ac + Hy) \text{ в породе.}$$

Поскольку $Or'' : Ab'' = Or : Ab$, следовательно,

$$D = (Or'' + Ab'')/(Or + Ab) = f'' \cdot (Ac'' + Hy'')/(Or + Ab),$$

$$Or'' = D \cdot Or \text{ и } Ab'' = D \cdot Ab.$$

3. Величина дефицита (или избытка) кремнезема в щелочных амфиболах определяется как

$$Q'' = q'' \cdot (Ac'' + Hy''),$$

где для пересыщенных пород ($\Delta Q > 0$) $q'' = 1,3 a$,

для недосыщенных пород ($\Delta Q < 0$)

если $a < 0,4$, то $q'' = 1,4a - 0,51$;

если $a > 0,4$, то $q'' = 0,05$.

4. Количество ильменита в щелочных амфиболах невелико, $Il'' = 0,02 Wo''$ (верхний предел $Il'' = Il$). Различные типы щелочных амфиболов в изверженных породах могут быть выделены следующим образом:

рибекит $\Delta Q > 0$ и $a > 0,4$,

арфведсонит $\Delta Q > 0$ и $a < 0,4$,

$\Delta Q < 0$ и $w < 0,15$,

катафорит $\Delta Q < 0$ и $w > 0,15$.

13. Мелилиты

Мелилиты представляют собой смесь следующих компонентов:

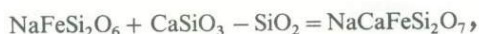
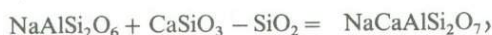
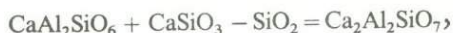
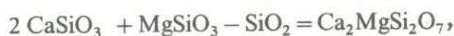
экерманит $Ca_2(Mg, Fe) Si_2O_7 = 5 Ak$,

геленит $Ca_2Al_2SiO_7 = 5 Geh$,

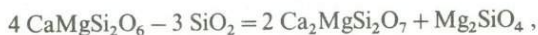
натровый мелилит $NaCaAlSi_2O_7 = 5 Nm$,

натровый ферримелилит $NaCaFeSi_2O_7 = 5 Nfm$.

Мелилитовые компоненты можно представить как десилицированные пироксеновые молекулы согласно следующим уравнениям:



В результате десиликации диопсида в дополнение к экерманиту образуется оливин:

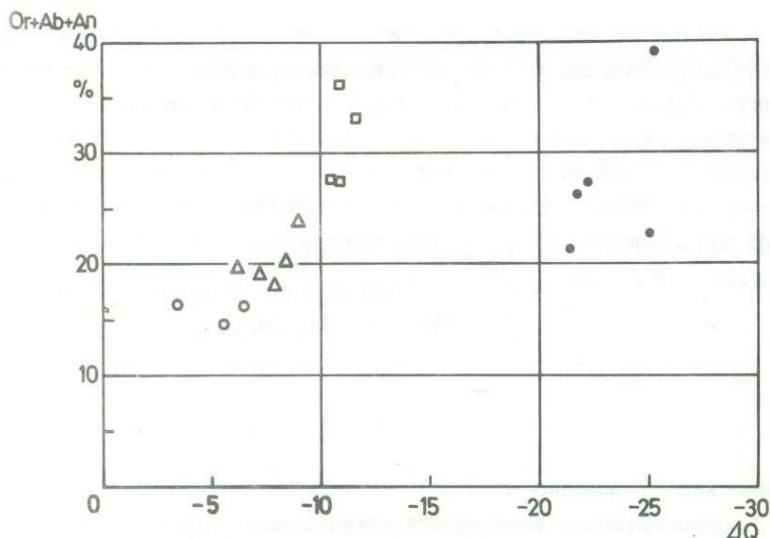


Некоторые авторы считают, что мелилит принадлежит к группе фельдшпатоидов. В соответствии с приведенными выше соотношениями мелилит скорее можно назвать "авгитоидом". Единственным статистически значимым различием между составами некоторых клинопироксенов и мелилитов в сильно недосыщенных породах является разница в содержании кремния (фиг. 28, табл. 14). Расчет мелилитов основан на превращении уже подсчитанного клинопироксена в мелилит.

Таблица 14

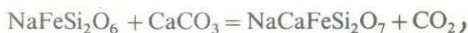
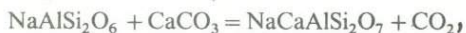
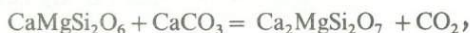
Насыщенные нормы мелилитов [9]

	Or	Ab	An	Ac	Wo	En	Fs	ΔQ
I	45	448	—	117	1245	456	32	-507
—	183	373	—	67	1147	468	172	-594
—	21	579	16	—	1233	392	92	-505
—	35	605	3	—	1185	371	132	-516
—	83	850	17	—	1058	234	186	-511



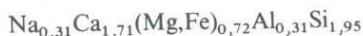
Фиг. 28. Соотношение между клинопироксенами и мелилитами. Абсцисса ΔQ и ордината $Or + Ab + An$ выражены в процентах насыщенных норм этих минералов; кружки — авгиты из лейцититов; треугольники — титанавгиты из нефелинитов; квадратики — авгиты из мелилитсодержащих пород; черные кружки — мелилиты из вулканических пород.

С другой стороны, мелилит можно считать клинопироксеном с дополнительной известью, полученной из кальцита:



Эти равенства иллюстрируют процессы ассимиляции известняков или изверженных карбонатитов основными магмами, а также кристаллизацию мелилита из расплавов, богатых двуокисью углерода.

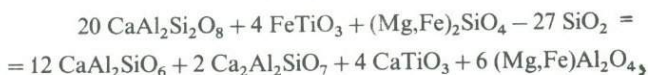
В учебных руководствах мелилиты часто рассматриваются как смешанные кристаллы, состоящие главным образом из экерманита и геленита. Однако это справедливо лишь для мелилитов из контактово метаморфизованных известняков, но не для минералов магматического происхождения, которые содержат в основном экерманит и натровый мелилит, в то время как геленит в них отсутствует или играет подчиненную роль. Средний состав магматических мелилитов примерно соответствует формуле



или в виде насыщенной нормы (при $W_0 = 1$)



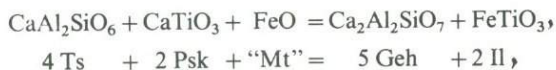
Фактические отклонения от этого состава невелики. В некоторых случаях в соответствии с имеющимся количеством анортита и акмита могут присутствовать небольшие количества геленитового компонента (менее 10 мол.%) и более существенные количества натрового ферри-мелилита. Анортит, который содержится как An в клинопироксене или остается после расчета клинопироксена, может быть превращен в мелилит одновременно с некоторой частью ильменита и оливина согласно следующей реакции:



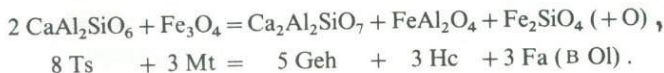
или



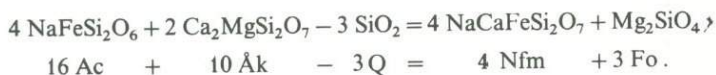
Геленит будет добавляться к мелилиту, а Ts прибавляется к оставшемуся клинопироксену, если количество Ts не превышает количества волластонита. Если существует избыток Ts, равный $(\text{Ts} - W_0)$, то он превращается в геленит и ильменит:



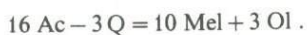
или если количество перовскита недостаточно, то согласно реакции



Если клинопироксен вместо анортита содержит акмит, десиликация может привести к образованию натрового ферримелилита $5 \text{ Nfm} = \text{NaCaFe}^{3+} \text{Si}_2\text{O}_7$. Превращение акмита в этот мелилит осуществляется по следующей реакции:



Поскольку экерманит и натровый ферримелилит представляют собой компоненты мелилита, это уравнение сокращенно можно записать в следующем виде:



Такие соотношения имеют место только в том случае, если количество акмита меньше, чем количество волластонита.

V. ПРИМЕНЕНИЕ КЛЮЧЕЙ ПЕРЕСЧЕТА

Для определения устойчивых минеральных ассоциаций в различных фациях изверженных пород предлагаются "ключи пересчета", устанавливающие правила и порядок проведения расчетов. Вычисления производятся на логарифмической линейке с точностью до целых чисел.

Предлагается шесть ключей пересчета:

Ключ 1. Определение атомных количеств и насыщенных нормативных составов.

Ключ 2. Расчет устойчивых минеральных ассоциаций вулканических фаций.

Ключ 3. То же для "водных" субвулканических и плутонических фаций.

Ключ 4. То же для "сухих" субвулканических и плутонических фаций.

Ключ 5. То же для карбонатитов.

Ключ 6. Расчет процентного содержания минералов, положение в систематике пород, определение названия породы.

Отдельные вычислительные операции в ключах пересчета названы "шагами", они пронумерованы и разделены на несколько типов.

I. Указатели вариантов

Расчет насыщенных норм определяет номер следующего шага или указывает, какую из номограмм следует использовать. Например:

Ключ 2, шаг (1)

① Возможны четыре варианта:

а) насыщенная норма содержит SiI —————→ ②

б) насыщенная норма содержит An и Wo —————→ ⑭

в) насыщенная норма содержит Ac —————→ ⑱

г) насыщенная норма содержит Ac и Ns —————→ ⑲

В каждом варианте следующий шаг указан стрелкой.

В некоторых случаях внутри варианта возможно несколько комбинаций; они могут быть представлены в виде схематических таблиц, по которым определяется номер следующего шага. Например:

Ключ 2, шаг (14)

(14)

		$(Or + Ab) > (Wo + Hy)$	$(Or + Ab) \leq (Wo + Hy)$
$Wo > Hy$	$\Delta Q \geq -100$	шаг (15)	
	$\Delta Q < -100$	шаг (16)	шаг (17)
$Wo \leq Hy$	$\Delta Q \geq 0$	шаг (22)	

2. Указатели правил расчета

Большая часть правил расчета приведена в форме схематических таблиц. На первой строке таких таблиц помещены количества исходных компонентов, на второй – количества компонентов, входящих в рассчитываемый минерал; сумма компонентов второй строки дает число атомов, приходящихся на минерал. Третья строка показывает количество компонентов, оставшихся после формирования минерала.

За единицу расчета принимается тот компонент, исходное количество которого является наименьшим. Это может быть проиллюстрировано простым примером образования оливина по уравнению



Если дефицит кремнезема $-\Delta Q$ меньше чем $0,25 Hy$, тогда $|\Delta Q|$ будет единицей расчета по следующей схеме:

Hy	ΔQ		(исходные количества)
$-4 \Delta Q $	$+ \Delta Q $	$3 \Delta Q =$ оливин	(входящие в оливин)
Hy*	-		(остаток)

Если, наоборот, Hy меньше чем $4|\Delta Q|$, тогда схема будет следующей:

Ну	ΔQ		(исходные количества)
-Ну	+0,25 Ну	0,75 Ну = оливин	(входящие в оливин)
-	ΔQ^*		(остаток)

В подобных схемах компоненты, принятые за единицу расчета, выделены жирным шрифтом.

При расчете каждого последующего минерала берутся свои собственные единицы, выбор которых определяется количеством оставшихся на этой ступени расчета компонентов; единицей расчета всегда должен служить компонент, оставшийся в наименьшем количестве. Если один из имеющихся компонентов полностью входит в рассчитываемый минерал, схема значительно упрощается. Этот случай показан в шаге (3), ключ 2, и относится к расчету кордиерита, гиперстена и кварца. В этом примере все количество Sil входит в кордиерит, содержащий, кроме того, такие компоненты, как Ну, Or, Ab и ΔQ . Количество всех этих компонентов в кордиерите определяется величиной Sil, которая служит единицей расчета. Количество Ну* и ΔQ^* , оставшихся после образования кордиерита, соответствует количеству гиперстена и кварца в породе. Схема указанного расчета:

Ключ 2, шаг (3)

③	Or	Ab	Sil	Ну	ΔQ	
	-0,02	-0,10	-Sil	-0,75 -Ну*	-0,10 - ΔQ^*	Сумма=кордиерит Ну* = гиперстен ΔQ^* = кварц
	Or*	Ab*	—	—	—	→ ③8

Оставшиеся полевошпатовые компоненты должны быть пересчитаны в соответствии с правилом, данным в шаге (38), как показано стрелкой. Если, наоборот, части всех исходных компонентов входят в различные минералы, тогда значение единицы расчета (X) должно быть специально вычислено для одного из минералов. Шаг (32) в ключе 2 может иллюстрировать такой случай:

③2) рассчитываем $X = q_N(\text{Or}^* + \text{Ab}^*)$:

Or^*	Ab^*	ΔQ_1	
$-0,83 k^* X$	$-(2,5 - 0,83 k^*) X$	$+X$	$1,5 X =$ нефелин
$-4,55 \Delta Q^* $	$-0,45 \Delta Q^* $	$+ \Delta Q^* $	$4 \Delta Q^* =$ лейцит
Or^{**}	Ab^{**}	—	→ ③8

Значения $k^* = \text{Or}^*/(\text{Or}^* + \text{Ab}^*)$ и q_N (фиг. 46) были определены на предшествующих этапах расчета.

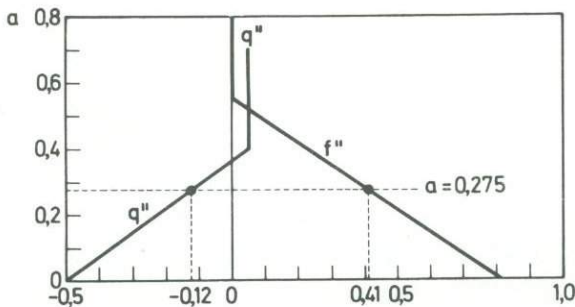
3. Графические решения

Для того чтобы исключить требующие времени расчеты, были составлены графики, по которым можно определять номер следующего шага или значения коэффициентов, используемых при вычислении минералов.

Номограммы, указывающие следующий шаг расчета, разделены на поля с соответствующими номерами. Номер шага определяется расположением проецируемой точки в одном из этих полей.

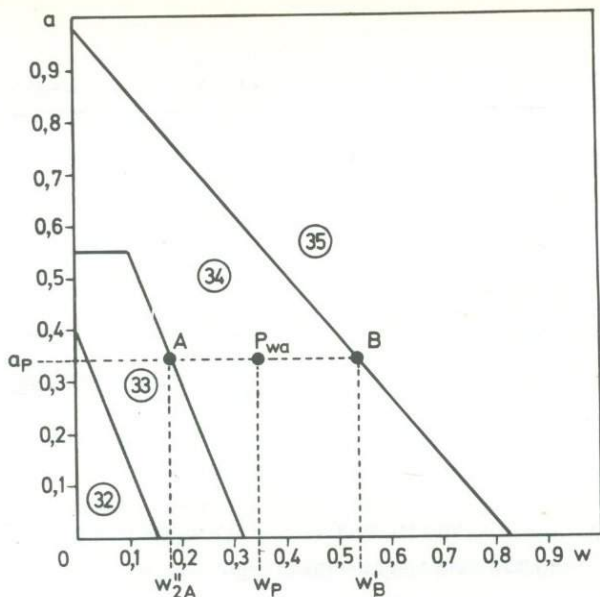
В номограммах для графического определения коэффициентов числовое значение последних определяется по абсциссе на пересечении предварительно вычисленного значения ординаты с кривой или прямой линией, представляющей собой их функцию (фиг. 29).

Некоторые номограммы имеют двойное назначение, а именно определение номера следующего шага и определение числовых значений какого-либо коэффициента (фиг. 30 и 31).



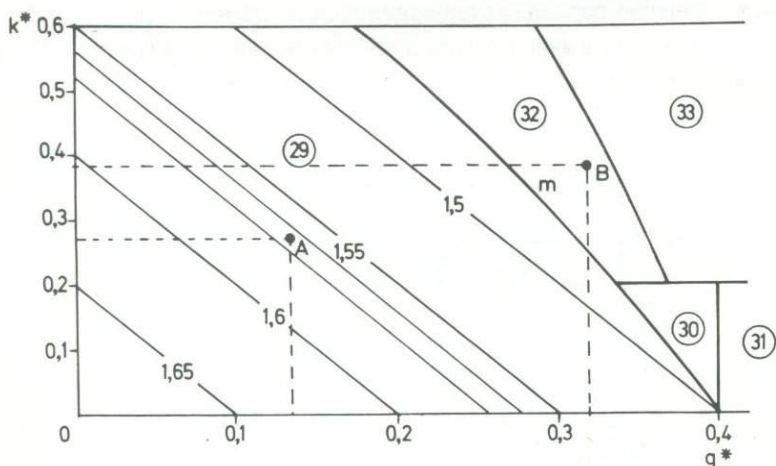
Фиг. 29. График $f''-q''$ для щелочных амфиболов.

Откладываем величину $a = \text{Ac}/(\text{Ac} + \text{Hy})$ на ординате и по абсциссе получаем значения f'' и q'' .



Фиг. 30. График $w - a$ для щелочных амфиболов.

Откладываем значение a_P на ординате, точка P_{wa} попадает в поле 34, где цифра обозначает номер следующего шага. Кроме того, линия с ординатой a_P пересекает разграничительные линии в точках A и B. Абсциссы этих точек соответственно определяют значения w_2'' и w' . Здесь и далее цифра в кружке означает номер поля.

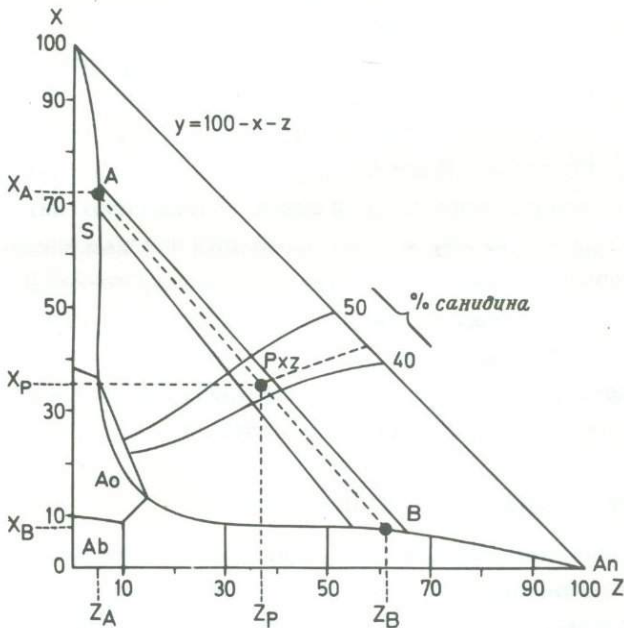


Фиг. 31. График $k^* - q^*$ для нефелина и лейцита, определяющий значения U и номер следующего шага.

Пример А: точка $A = P_{k^*q}$ попадает в поле 29, указывая номер следующего шага. В этом поле значение U может быть получено интерполяцией между двумя диагональными линиями, обозначающими величину U . В точке А значение U равно 1,565. Пример В: точка В попадает в поле 32, также указывая номер следующего шага. Определение значений q_N и q_L см. на стр. 126 и 127. Уравнение для q_N и q_L дано в табл. 24.

Номограммы для полевых шпатов (фиг. 49 и 62) представляют особый тип графиков. Они служат для определения количества и природы двух сосуществующих или одного полевого шпата. Количество полевошпатовых компонентов, остающихся после вычисления клинопироксена, биотита, амфибола или фельдшпатоидов, дает "средний полевой шпат" $Or_x Ab_y An_z$, выраженный в молекулярных процентах.

Если принять $F_{sp} = Or^* + Ab^* + An^*$, тогда содержания компонентов в среднем полевошпате (мол.%, округленные до целых чисел)



Фиг. 32. Пример определения относительного количества и природы щелочных полевых шпатов и (или) плагиоклазов в вулканических фациях.

Точка P_{xz} среднего состава полевого шпата $Or_x Ab_y An_z$ попадает в поле разрыва смесимости на соединительную линию АВ. Точка А расположена на границе поля санидина (S), ее координаты $x_A = 72$, $z_A = 5$; следовательно, $y_A = 100 - x_A - z_A = 23$, откуда состав санидина $Or_{72} Ab_{23} An_5$. Точка В отвечает плагиоклазу с координатами $x_B = 8$, $z_B = 61$; следовательно, $y_B = 31$, т.е. это лабрадор состава $Or_8 Ab_{31} An_{61}$. Интерполяция вдоль кривых дает количество санидина, равное 44% от общего состава полевых шпатов.

составляют:

$$\begin{aligned}x &= 100 \text{ Or}^*/\text{Fsp}, \\y &= 100 \text{ Ab}^*/\text{Fsp}, \\z &= 100 \text{ An}^*/\text{Fsp}.\end{aligned}$$

Числовые значения x и z определяют положение точки P_{xz} в полевошпатовой номограмме (фиг. 32). Если на номограмме эта точка располагается вне области разрыва смесимости, тогда в устойчивой минеральной ассоциации будет представлен только один полевой шпат (санидин, анортоклаз или плагиоклаз). Реальный состав этого полевого шпата будет соответствовать составу вычисленного "среднего полевого шпата".

Если же точка P_{xz} , показывающая состав "среднего полевого шпата", попадает внутрь области разрыва смесимости, тогда в минеральной ассоциации будут присутствовать два сосуществующих полевых шпата. Состав их может быть определен по координатам двух конечных точек той соединительной линии, которая проходит через точку P_{xz} . Отношение между количествами двух полевых шпатов будет обратно пропорционально длине сегментов между точкой P_{xz} и конечными точками соединительной кривой, проходящей через нее. В номограмме это отношение может быть получено интерполяцией между кривыми, представляющими количество санидина в общем полевом шпате (с точностью до 10%), как показано на фиг. 32.

4. Расчет сложных минералов

Большая часть фемических силикатных минералов содержит несколько компонентов, входящих в состав насыщенной нормы. Для расчета некоторых фемических силикатов можно использовать их средний состав. В этом случае постоянному отношению компонентов в составе минерала должно соответствовать отношение компонентов в насыщенной норме породы. Единицей расчета должен являться компонент, содержащийся в норме в наименьшем количестве.

Например, средний состав кордиерита может быть выражен компонентами насыщенной нормы следующим образом:

$$100 \text{ Cord} = 51 \text{ Sil} + 38 \text{ Hy} + 5 \text{ Ab} + 1 \text{ Or} + 5 \text{ Q} .$$

Отношение между двумя главными компонентами в кордиерите равно

$$\text{Sil} : \text{Hy} = 4 : 3 = 1,33 .$$

Если в насыщенной норме это отношение больше, тогда количество Ny должно быть принято за единицу расчета, т.е. весь Ny войдет в кордиерит, а некоторое количество Sil останется в избытке, а именно:

$$Sil^* = Sil - 1,33 Ny.$$

Если, наоборот, $Sil < 1,33 Ny$, тогда весь Sil будет входить в кордиерит, а $Ny^* = Ny - 0,75 Sil$ будет оставаться в избытке. Единицей расчета, таким образом, может служить или Ny , или Sil в зависимости от того, какой из них присутствует в норме породы в меньшем количестве. Таким образом, схема расчета следующая:

Or	Ab	Sil	Ny	ΔQ
0,03	0,13	1,33	1,00	0,14 (единица расчета Ny)
0,02	0,10	1,00	0,75	0,10 (единица расчета Sil)

Состав некоторых других минералов не постоянен и варьирует в зависимости от состава магмы, из которой они кристаллизуются. Для таких минералов нельзя при расчетах применять постоянные коэффициенты. Примером подобного минерала может служить нефелин. Теоретически нефелин должен быть простым продуктом десиляции альбита в соответствии с отношением



Фактически же нефелин всегда содержит некоторое количество калия и избыток кремния. Только в породах очень бедных кремнием будет соблюдено отношение $Si : Al : (Na, K) = 1 : 1 : 1$ согласно стехиометрической формуле.

В менее десицированных породах количество избыточного кремния в нефелине зависит от величины ΔQ соответственно отношению

$$Ne = U \cdot |\Delta Q_1| \quad \text{при } U \geq 1,5.$$

Численное значение коэффициента U определяется графически. Отношение щелочей k^* в нефелине зависит от соотношения компонентов в полевом шпате после расчета фемических силикатов

$$k^* = Or^* / (Or^* + Ab^*).$$

В среднем величина $k' = 0,33 k^*$.

На основании вышеизложенного схема расчета будет следующей:

Or*	Ab*	ΔQ_1 (исходные количества)
$-0,33 k^* X$	$-(1 - 0,33 k^*) X$	$+ \Delta Q_1 \quad U \cdot \Delta Q_1 = \text{нефелин}$
Or**	Ab**	— (остаток)

где $X = (1 + U) \cdot |\Delta Q_1|$, т.е. равно количеству щелочного полевого шпата, который должен быть превращен в нефелин.

Состав клинопироксенов более сложен, так как все слагающие их компоненты зависят от состава породы. Исключением является W_o , который может служить единицей расчета. Основная схема расчета клинопироксенов имеет следующий вид:

II	Or	Ab	An	Wo	Hу	ΔQ (исходные количества)
$-II'$	$-Or'$	$-Ab'$	$-An'$	$-W_o$	$-Hу'$	$+Q'$ Сумма = клинопироксен
II*	Or*	Ab*	An*	—	Hу*	ΔQ^* (остаток)

Значения коэффициентов, на которые нужно умножить количество W_o , чтобы получить числовые значения II' , Or' , Ab' , An' , $Hу'$ и Q' , получают простыми расчетами или графически по номограммам, как показано в шаге (22), ключ 2, или в шаге (28), ключ 3. Аналогичные схемы использованы для расчета щелочных пироксенов и амфиболов.

Расчет мелилита представляет собой особый случай, требующий некоторых объяснений. На основе хорошо изученной серии мелилитов, а также мелилитсодержащих нефелинитов и лейцититов была разработана схема его расчета и сосуществующих минералов (перовскит, герцинит, кальсилит, оливин и др.). Ранее уже было указано, что мелилиты являются по существу "авгитоидными", а не фельдшпатоидными минералами (стр. 73). Их формирование в норме заключается в связи с этим в частичной или полной десиляции ранее рассчитанного клинопироксена.

Преобразование клинопироксена полностью в мелилит, оливин, перовскит и герцинит освобождает определенное количество кремнезема (ΣQ_m), что компенсирует его дефицит (ΔQ_m) следующим образом:

а) если S_{rx} содержит An , то

$$\Sigma Q_m = 0,125 W_o + 0,25 Hу' + 0,4 Ab' + 0,27 An' - Q;$$

б) если S_{rx} содержит Ac , то

$$\Sigma Q_m = 0,125 W_o + 0,25 Hy' + 0,4 Ab' + 0,18 Ac - Q'$$

Обычно дефицит кремнезема (ΔQ_m), получающийся после образования клинопироксена, оливина и фельдшпатоидов, меньше количества кремнезема (ΣQ_m), освобождающегося после полного преобразования клинопироксена в мелилит и др. В связи с этим расчет состоит из двух этапов. Сначала весь клинопироксен преобразуют в мелилит для того, чтобы определить значение ΣQ_m и максимальные количества мелилита и других минералов, получаемых при этой операции. Затем, умножая эти значения на коэффициент

$$R = |\Delta Q_m| / \Sigma Q_m,$$

получают такие количества вновь образованных минералов, что дефицит ΔQ_m полностью компенсируется. Правила таких расчетов даны в ключе 2, шаги (39) – (48).

В сильно недосыщенных калиевых породах с $R > 0,3$ будет формироваться кальсилит за счет лейцита:



Кремнезем, освобождающийся в результате этой реакции, компенсирует часть дефицита кремнезема (ΔQ_m). Коэффициент R должен быть поэтому уменьшен до

$$R' = (|\Delta Q_m| - 0,33 Ks) / \Sigma Q_m.$$

Количество клинопироксена, оставшееся в норме после частичного превращения его в мелилит, будет $(1 - R) \cdot S_{rx}$ или $(1 - R') \cdot S_{rx}$ соответственно. Некоторое количество нефелина или лейцита может быть включено в образование мелилита, как описано в ключе 2.

5. Общая схема расчета

Все минералы выражаются через их насыщенные нормы, которые следует последовательно одну за другой вычитать из насыщенной нормы породы. Остаток распределяется между остальными минералами

до тех пор, пока не будут израсходованы все компоненты насыщенной нормы. Для выполнения этих расчетов рекомендуется следующая схема:

- 1) вычисляется насыщенная норма породы;
- 2) из нормы вычитаются компоненты, входящие в минерал *A*;
- 3) вычисляются оставшиеся компоненты [отмечаются в схеме звездочкой (*);
- 4) из оставшихся компонентов вычитаются компоненты, входящие в минерал *B*;
- 5) подсчитываются оставшиеся компоненты [отмечаются двумя звездочками (**)] и т.д. до тех пор, пока все компоненты не будут исчерпаны.

После распределения всех компонентов насыщенной нормы породы по минералам сумма этих минералов должна быть равна исходной сумме атомных количеств всех компонентов, как показано в примерах на стр. 172–213.

Количество каждого минерала, выраженное в атомных количествах, необходимо умножить на определенный коэффициент, для того чтобы получить объемные эквиваленты, которые затем приводятся к сумме, равной 100, и дают содержание минералов в устойчивой минеральной ассоциации, выраженные в объемных процентах. Коэффициенты для различных минералов даны в ключе 6.

6. Определение названия породы

Для того чтобы сопоставить химический состав изверженных пород с минеральным, на котором основана номенклатура пород, принятая среди петрографов и геологов, необходимо вычислить значения *Q*, *A*, *P* и *F* и нанести их на двойной треугольник (фиг. 3). Полученная точка *P_{xy}* попадет в одно из пронумерованных полей. Соответствующее название породы может быть получено из табл. 19 и 20. Названия пород уточняются по цветовому индексу породы и величинам τ и σ (стр. 22).

VI. ГЕТЕРОМОРФИЗМ И СИСТЕМАТИКА

Одна и та же магма, кристаллизуясь при разных физических условиях, может формировать совершенно разные минеральные ассоциации. Эти ассоциации, имеющие сходный химический состав, называют гетероморфными.

1. Гетероморфные породы

В табл. 15 приведены наиболее типичные примеры гетероморфизма пород. Выявляются некоторые очень важные факты, касающиеся номенклатуры и систематики изверженных пород и типов магм. В частности, например, широко распространенное мнение о том, что вулканические породы и их плутонические аналоги должны попадать в одно поле классификационной схемы, во многих случаях оказалось неверным. Действительно, как можно видеть на фиг. 33, гетероморфные аналоги часто располагаются в разных полях. С другой стороны, вулканические и плутонические породы с различными химическими составами оказываются в одном и том же поле, что приводит к неверному заключению о том, что они гетероморфны друг другу. Пренебрежение этими фактами очень часто является причиной путаницы в петрографической систематике, особенно в случае недосыщенных изверженных пород.

2. Определение плутонических пород

Источником ошибок в систематике может явиться, кроме того, неправильное определение плутонических пород, основанное преимущественно на морфологических аспектах, т.е. на их полнокристаллической средне- и грубозернистой структуре; так, в плутонические породы иногда ошибочно включаются зернистые метаморфические породы, скарны и кумулаты. Во избежание подобных ошибок принимается

Примеры гетероморфных пород

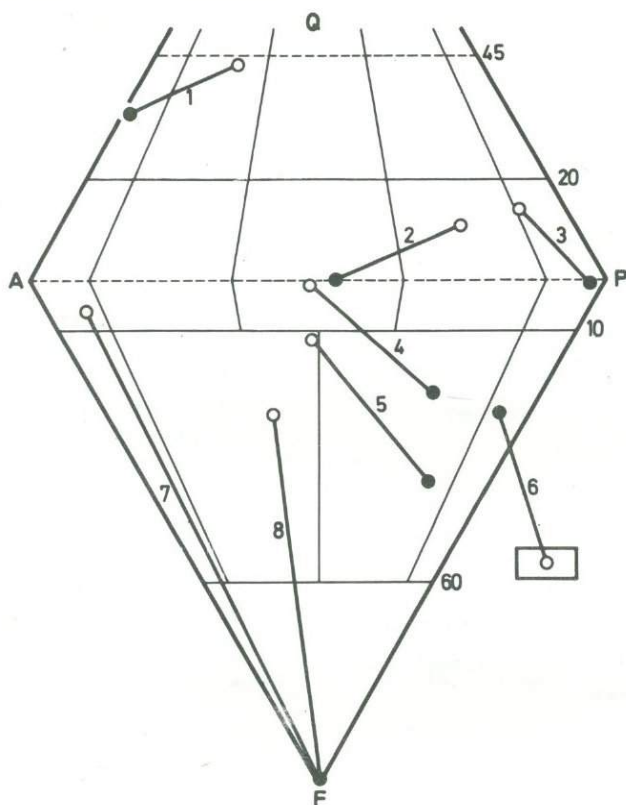
Типы изверженных пород	Q	A	P	F	СI	Сс
1. Пантеллерит	22,5	77,5	—	—	14,0	—
Натровый гранит	22,5	77,5	—	—	14,0	—
Рибекитовый кварцевый сиенит	19,2	80,8	—	—	17,8	—
2. Кордиеритсодержащий щелочной риолит	32,9	64,5	2,6	—	11,8	—
Двуслюдяной гранит	42,2	42,8	15,0	—	15,8	—
3. Дацит	32,6	12,0	55,4	—	10,4	—
Кварцевый лейкодиорит	38,3	3,6	58,1	—	13,6	—
Роговообманковый гранодиорит	33,2	13,3	53,5	—	11,8	—
4. Трахит	0,1	80,8	19,1	—	8,3	—
Авгитовый лейкосиенит	0,2	74,0	25,8	—	8,6	—
5. Латит	0	46,4	53,6	—	18,9	—
Биотитовый кварцевый монцодиорит	10,2	30,3	59,5	—	24,7	—
Роговообманковый монцонит	4,4	42,4	53,2	—	23,2	—
6. Андезит	—	—	100,0	—	36,0	—
Оливиновое габбро (норит)	—	—	100,0	—	36,0	—
Роговообманковое кварцевое габбро	12,3	—	87,7	—	48,7	—
7. Базальт (толеит)	2,5	—	97,5	—	47,1	—
Габбро (норит)	2,8	—	97,2	—	47,1	—
Роговообманковое кварцевое габбро	20,9	—	79,1	—	56,1	—
8. Щелочной базальт	—	1,6	97,5	0,9	42,1	—
Оливиновое андезиновое габбро	—	—	100,0	—	45,6	—
Роговообманковое кварцевое габбро	13,4	7,7	78,9	—	63,5	—
9. Фонолит	—	75,5	—	24,5	8,4	—
Фойяит	—	76,1	—	23,9	9,1	—
Роговообманково-авгитовый фойяит	—	76,4	—	23,6	10,3	—

Продолжение табл. 15

Типы изверженных пород	Q	A	P	F	СI	Сс
10. Лейцитовый фонолитовый базанит	—	11,6	47,1	41,3	27,6	—
Биотит-авгитовый плагиофойяит	—	44,8	42,2	13,0	38,6	—
Роговообмачковый плагиофойяит	—	53,5	35,5	11,0	43,8	—
11. Нефелиновый базанит		5,0	68,0	27,0	52,1	0,4
Оливиновый тералит	—	2,4	72,5	25,1	54,6	0,4
Горнблендит	47,5	3,0	49,5	—	89,9	0,4
12. Мелилит-кальсилитовый нефелинит	—	—	—	100,0	59,5	2,2
Карбонатитовый фойяит	—	44,3	—	27,1	28,6	31,5
13. Оливиновый мелилитит	—	—	—	100,0	84,6	1,5
Карбонатитовый лужитанит	—	93,6	—	6,4	57,8	31,5
14. Лейцит-кальсилитовый мелилитит	—	—	—	100,0	68,2	5,3
Карбонатитовый ийолит	—	—	—	100,0	86,9	17,7

следующее определение изверженной плутонической породы: *плутоническими называют породы, формировавшиеся путем медленной и полной кристаллизации магмы при высоком давлении.*

В плутонических условиях при соответствующем химическом составе магмы формируются слюды и (или) амфиболы. Типичные вулканические минералы, такие, как лейцит, пижонит, субкальциевый авгит и мелилит, будучи неустойчивыми в плутонических условиях, не встречаются в настоящих плутонитах. Следовательно, полнокристаллические зернистые породы, содержащие лейцит, как, например, италит, аркит, миссурит, не являются плутоническими породами. В действительности они являются кристаллическими агрегатами, аккумулярованными в верхней части магматической колонны внутри кратера вулкана путем гравитационной или комплексной дифференциации магмы.



Фиг. 33. Положение гетероморфных пород на двойном треугольнике Штрекейзена.

Черные кружки — породы вулканических фаций; светлые кружки — породы plutонических фаций. 1 — щелочной риолит — двуслюдяной гранит; 2 — латит — биотитовый кварцевый монцонит; 3 — щелочной базальт — роговообманковое кварцевое габбро; 4 — лейцитовый фенотэфрит — биотитовый монцонит; 5 — лейцитовый фенотэфрит — биотит-авгитовый фельдшпатонидный монцосиенит; 6 — нефелиновый тэфрит ("базанит") — горнблендит; 7 — оливинный мелилитит — карбонатный лузитанит; 8 — лейцит-кальсилитовый мелилитит — карбонатный фельдшпатонидный монцосиенит.

Образование большинства перидотитов и пироксенитов также связано с гравитационной дифференциацией, вследствие которой тяжелые кристаллы накапливаются, вероятно, в нижних частях магматического резервуара, где вязкость магмы быстро увеличивается. Другие грубо-

зернистые породы, такие, как диопсидовые пироксениты и ункомпагриты (состоящие существенно из мелилита), лучше классифицировать как скарны. Гетероморфные аналоги таких псевдоплутонитов среди вулканических пород не известны.

3. Типы магмы

В соответствии со сказанным выше типы магм должны именоваться по названию не плутонических, а вулканических пород, магматическое происхождение которых не подлежит сомнению.

Однако это утверждение совершенно непригодно для карбонатитовых магм. Эти магмы только в редких случаях могут быть излиты как таковые на поверхность земли подобно щелочной карбонатной магме вулкана Ол Доиньо-Ленгаи в Танзании или кальциевой карбонатной магмы небольшого вулкана Калианга в Уганде. Карбонатитовая магма обычно теряет углекислоту (и воду) при низких давлениях и застывает в виде мелилитита, т.е. в виде чрезвычайно недосыщенной, богатой кальцием лавы, которая должна рассматриваться как гетероморфный аналог субвулканических карбонатитов.

VII. СРАВНЕНИЕ УСТОЙЧИВЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ С МОДАЛЬНЫМ СОСТАВОМ

Считается, что устойчивые минеральные ассоциации приблизительно отражают минеральный состав породы, образующейся при кристаллизации в различных условиях, и соответствуют температуре, при которой протекает кристаллизация. При расчете не принимаются во внимание возможные превращения и субсолидусные реакции, такие, как образование пертита и антипертита в щелочных полевых шпатах или распад калиевого нефелина на нефелин и кальсилит.

С другой стороны, модальный состав, обусловленный степенью охлаждения и дегазации, изменяется в широких пределах. Обычно модальный состав отражает неравновесное состояние, которое не может быть определено непосредственно химическим анализом. Устойчивую минеральную ассоциацию нельзя рассматривать как эквивалент реального минерального состава, наблюдаемого и определяемого при микроскопическом исследовании. Однако сравнение результатов расчета и модального состава дает возможность сделать полезные выводы о причинах несоответствий, которые возникают вследствие, например, аналитических ошибок или пропусков, неправильных определений модального состава, наличия нестабильных фаз, различной степени окисления и вторичного изменения горной породы. Ниже рассмотрены факторы, которые способны вызвать отклонение результатов расчета от реального состава.

1. Аналитические ошибки и пропуски

Большинство новейших химических анализов горных пород в достаточной мере надежны и, без сомнения, применимы для петрохимических пересчетов. В то же время значительное количество старых химических анализов, опубликованных в литературе и используемых до

Эти уравнения показывают, что даже небольшое количество хлора препятствует образованию заметных количеств лейцита или нефелина. Более того, это отражается на содержании полевого шпата и даже пироксенов. Во многих случаях, когда отсутствует определение хлора

Таблица 16

Ошибки в расчете минералов и компонентов, вызываемые погрешностью 0,1 вес. % в химическом анализе при сумме атомных количеств 1750

Ошибка на катион, ат. %	Минерал или компонент	Символ	Суммарная ошибка, ат. %	Объемный коэффициент	Ошибка, об. %	
SiO ₂	0,095 Si	Кварц	1 Q	0,095	1,36	0,129
SiO ₂	0,095 Si	Оливин	3 Ol	0,285	0,88	0,251
SiO ₂	0,095 Si	Лейцит	4 Lc	0,380	1,33	0,506
SiO ₂	0,095 Si	Нефелин	3 Ne	0,285	1,08	0,308
SiO ₂	0,095 Si	Кальсилит	3 Ks	0,285	1,17	0,333
Al ₂ O ₃	0,112 Al	Анортит	2 ^{1/2} An	0,280	1,21	0,339
Al ₂ O ₃	0,112 Al	Силлиманит	1 ^{1/2} Sil	0,168	1,12	0,188
Al ₂ O ₃	0,112 Al	Шпинель	1 ^{1/2} Sp	0,168	0,88	0,148
Fe ₂ O ₃	0,072 Fe ³⁺	Акмит	4 Ac	0,288	1,00	0,288
Fe ₂ O ₃	0,072 Fe ³⁺	Магнетит	1 ^{1/2} Mt	0,108	0,91	0,098
FeO	0,080 Fe ²⁺	Ферросилит	2 Fs	0,160	1,00	0,160
FeO	0,080 Fe ²⁺	Файялит	1 ^{1/2} Fa	0,120	0,88	0,106
FeO	0,080 Fe ²⁺	Магнетит	3 Mt	0,240	0,91	0,218
MgO	0,142 Mg	Энстатит	2 En	0,284	1,00	0,284
MgO	0,142 Mg	Форстерит	1 ^{1/2} Fo	0,213	0,88	0,187
CaO	0,102 Ca	Волластонит	2 Wo	0,204	1,00	0,204
CaO	0,102 Ca	Анортит	5 An	0,510	1,21	0,616
Na ₂ O	0,185 Na	Альбит	5 Ab	0,925	1,21	1,118
Na ₂ O	0,185 Na	Нефелин	3 Ne	0,555	1,08	0,600
Na ₂ O	0,185 Na	Акмит	4 Ac	0,740	1,00	0,740
Na ₂ O	0,185 Na	Натрисилит	1 ^{1/2} Ns	0,277	1,00	0,277
K ₂ O	0,122 K	Ортоклаз	5 Or	0,610	1,28	0,780
K ₂ O	0,122 K	Лейцит	4 Lc	0,488	1,33	0,649
K ₂ O	0,122 K	Кальсилит	3 Ks	0,366	1,17	0,428
TiO ₂	0,072 Ti	Ильменит	2 Il	0,144	0,93	0,134
TiO ₂	0,072 Ti	Сфен	3 Tn	0,216	1,12	0,242
TiO ₂	0,072 Ti	Перовскит	2 Psk	0,144	1,02	0,147
P ₂ O ₅	0,080 P	Апатит	8 Ap	0,640	1,14	0,730
Cl	0,161 Cl	Содалит	10 Sod	1,610	1,28	2,060
SO ₃	0,079 SO ₃	Гаюин	10 Hn	0,790	1,28	0,998
CO ₂	0,130 CO ₂	Кальцит	2 Cc	0,260	1,11	0,288

(или SO_3), наличие в шлифах модального содалита (или гаюина) доказывает справедливость этих утверждений и иллюстрирует, таким образом, разительный контраст между вычисленными и модальными минералами.

Совершенно очевидно, что надежность пересчета зависит от точности химического анализа. В табл. 16 приведены расчеты, дающие представление о количественной связи между ошибками химического анализа и результатами пересчета минералов. Как видно из таблицы, особенно большие ошибки возможны вследствие неточного определения содержания щелочей. Так, ошибка 0,1% в содержании Na_2O приведет при расчете альбита к ошибке в 1% или около 0,7% при расчете акмита. Однако в хороших анализах ошибки бывают значительно меньше, чем ошибки при определении модального состава.

2. Вторичные изменения

Если горная порода испытала вторичные изменения, то ее химический анализ не будет соответствовать составу исходной магмы и расчет устойчивой минеральной ассоциации утрачивает свое петрологическое значение. Как было рассмотрено ранее (стр. 42), вторичное окисление горной породы приводит к некоторому различию между модальным составом и результатами расчета, основанного на стандартном значении степени окисления.

Во многих горных породах, особенно в кислых вулканических, стекло более или менее девитрифицировано, поэтому при микроскопическом изучении трудно установить продукты ранних стадий изменения. Частичное выщелачивание натрия и кальция приводит к избытку алюминия, что в свою очередь определяется появлением кордиерита при расчете. Если кордиерит отсутствует в модальном составе, то его наличие в расчете может быть связано или с вторичными изменениями породы, или с модальным биотитом или мусковитом. Процессы автопневматолитового или позднематматического изменения проявляются при расчетах так же, как и вторичные изменения. Например, если горная порода содержит цеолит, ее состав отличается от первоначального состава магмы.

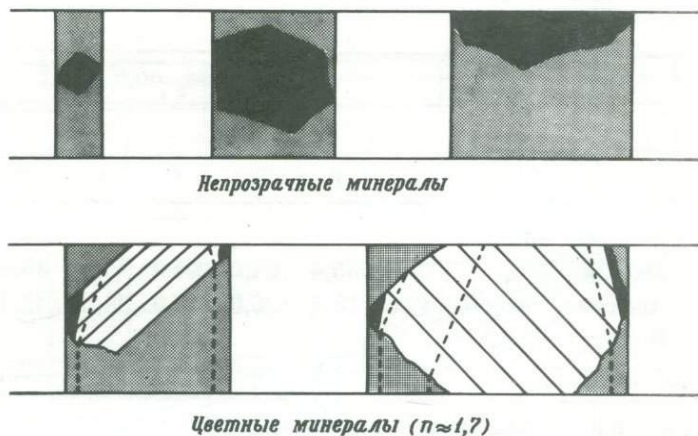
3. Количественное определение модального состава

В действительности редко встречаются случаи, когда расчетные данные хорошо совпадают с определением количественного модального состава. Вулканические породы обычно не имеют полнокристаллического строения, и часто размеры зерен в них настолько малы, что не позволяют произвести количественных определений с достаточной точностью.

Модальный состав чаще всего определяется в шлифах путем планиметрического анализа (метод Розиваля) с последующим интегрированием, иногда с помощью механического или электронного подсчета или специального окуляра. Как интегрирование, так и подсчет сопровождаются большими ошибками, если они проводятся не с должным вниманием. Результат планиметрического анализа будет менее надежен в применении к грубозернистой породе или породе с фенокристами большого размера. Поверхность нормального шлифа слишком мала для того, чтобы представлять средний состав породы. Площадь, исследуемая при планиметрическом анализе, должна быть по крайней мере в 100 раз больше, чем максимальный размер зерен, только это может гарантировать точность 1%. Возникает необходимость просмотра большого количества шлифов. Результат будет удовлетворительным только в том случае, если фенокристы статистически однородно распределены по всей породе. Однако во многих лавах фенокристы распределены неравномерно и образуют скопления, обусловленные ламинарным или турбулентным течением. В таких случаях для приготовления представительного образца на химический анализ необходимо раздробить и расквартовать значительный объем породы, но трудно изготовить достаточное количество шлифов из нескольких образцов породы, которые позволили бы определить средний модальный состав.

4. Маскирующий эффект

С другой стороны, даже если зерна породы близки по размеру к толщине шлифа, то в большинстве своем они все-таки занимают всю его толщину. Зерна различного состава при этом будут лежать друг на друге в срезе породы. В таком случае зерно непрозрачного минерала препятствует наблюдению прозрачного зерна, лежащего над ним. Подобным образом зерно высокопреломляющего минерала скрывает



Фиг. 34. Маскирующий эффект непрозрачных и цветных минералов.

низкопреломляющий минерал. Это является причиной переоценки содержания непрозрачных (магнетит, ильменит и т. д.) и высокопреломляющих (оливин, пироксен и т. д.) минералов за счет низкопреломляющих (кварц, полевые шпаты, фельдшпатоиды). Маскирующий эффект схематически изображен на фиг. 34, на которой представлен шлиф в разрезе. Участки, покрытые точками, практически воспринимаются и подсчитываются в проходящем свете как непрозрачный или высокопреломляющий минерал. Можно избежать ошибок, обусловленных маскирующим эффектом, если планиметрический анализ проводить в отраженном свете на полированной поверхности образца. Свет фактически отражается от двумерной поверхности, на которой не может проявиться маскирующий эффект. Табл. 17 иллюстрирует количественные различия между результатами планиметрического анализа, проведенного на трех образцах в проходящем и отраженном свете. Как следует из этой таблицы, ошибки в результате маскирующего эффекта в проходящем свете оказываются значительно больше, чем часто думают.

Маскирующий эффект непрозрачных зерен увеличивается с увеличением толщины шлифа и с уменьшением размера зерен непрозрачных минералов. Если зерна непрозрачного минерала очень мелки, а срез породы довольно толстый, даже 10% магнетита достаточно, чтобы шлиф выглядел практически непрозрачным. Если планиметрические анализы проводятся в проходящем свете, должна быть введена поправ-

Таблица 17

Различия в определениях модального состава породы
в прозрачных шлифах и аншлифах

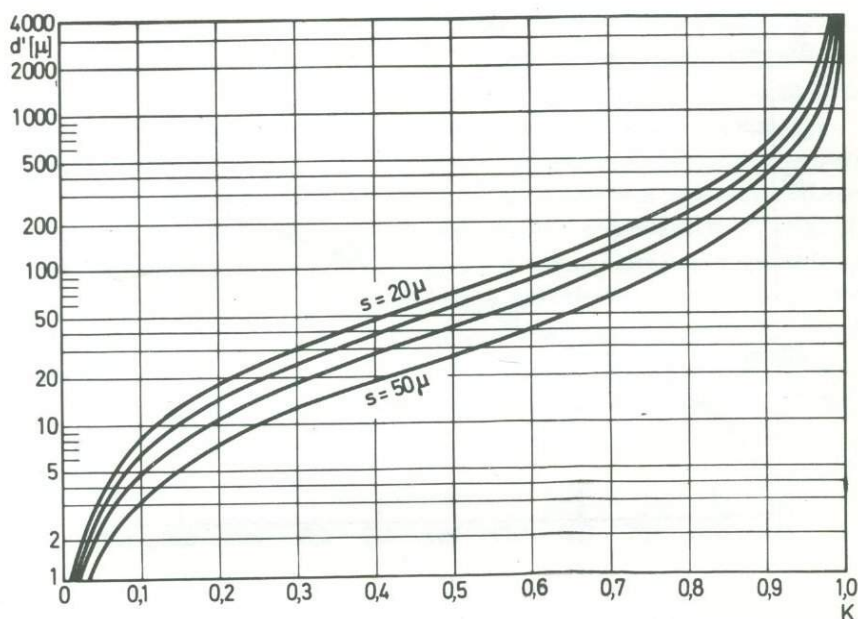
	Содержание, об. %					
	1		2		3	
	а	б	а	б	а	б
Полевые шпаты и нефелин	39,0	65,4	64,0	81,9	73,0	85,4
Авгиты и оливин	46,0	28,7	26,0	15,0	19,5	12,1
Непрозрачные ми- нералы	15,0	6,0	10,0	3,1	7,0	2,5

а – в проходящем свете; б – в отраженном свете. 1 – га-
вайит, гора Зокколаро (Этна, промежуточный поток); 2 –
латиандезит, гора Зокколаро (Этна, нижний поток); 3 –
латиандезит, дайка, Трифольетто (Этна) [20].

Таблица 18

Маскирующий эффект [11]

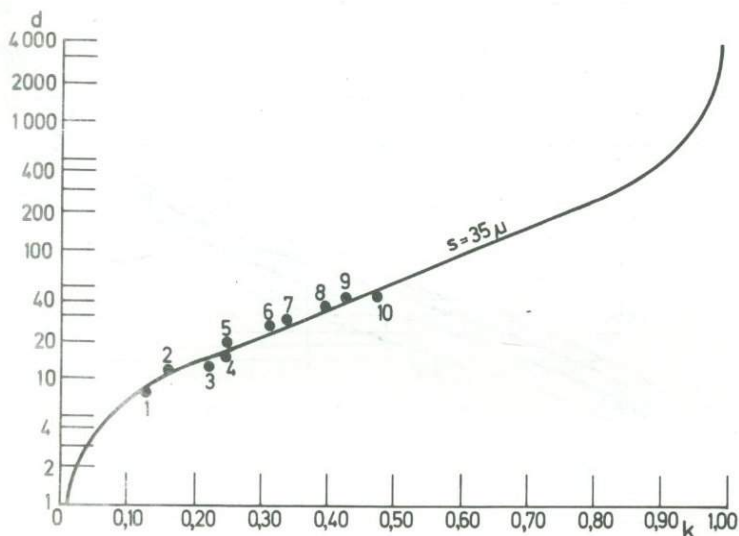
Номер точки на фиг. 36	Содержание непрозрачных минералов, об. %		
	в полированном шлифе	в прозрачном шлифе	средний размер зерен, мкм
1	2,07	17,25	7
2	1,55	9,56	10
3	4,06	17,95	12
4	4,83	19,20	15
5	5,10	15,55	21
6	2,57	13,66	25
7	3,16	9,3	31
8	1,91	4,75	34
9	3,82	8,88	37
10	2,31	4,91	42



Фиг. 35. Поправочный коэффициент для учета маскирующего эффекта непрозрачных минералов [52].

ка на содержание непрозрачного минерала. Поправка вычисляется из расчета толщины шлифа и среднего диаметра непрозрачных зерен [52]. На диаграмме (фиг. 35) показана зависимость между средним размером зерен непрозрачных минералов и поправочным коэффициентом K , который приводится для различной толщины шлифа в пределах 20–50 мкм. Правильность этого метода коррекции доказана тщательными экспериментами [11], как это иллюстрируют табл. 18 и фиг. 36.

Следует также корректировать содержания тонкозернистого авгита и оливина. В литературе известно много примеров переоценки содержаний непрозрачных минералов и фемических силикатов. Иногда приводятся содержания магнетита, превышающие даже количества, которые можно получить из расчета данных химического анализа, если при этом все железо пересчитать на магнетит. В таких случаях переоценка содержания магнетита связана, очевидно, с применением планиметрического анализа без учета маскирующего эффекта.



Фиг. 36. Экспериментальное подтверждение значимости поправочного коэффициента для маскирующего эффекта.

См. табл. 18 [11].

5. Оптическое определение среднего состава полевого шпата

Микроскопическое определение состава плагиоклаза в шлифе обычно производится с помощью универсального столика. При этом состав плагиоклаза определяется в основном по более обширным центральным частям зональных фенокристаллов, в то время как состав узких краевых зон практически не учитывается. Вследствие этого полученный состав плагиоклаза будет более богат анортитовой составляющей, чем действительный средний состав зонального кристалла.

Содержание анортита в широких и узких зонах сравнительно легко определяется путем применения зонального метода [41]. Этот метод пригоден также для определения состава микролитов плагиоклаза в тонкозернистой основной массе породы. Кроме того, метод применим для разделения плагиоклазов по оптическим свойствам на низко- и высокотемпературные [51].

Все оптические методы определения среднего состава плагиоклаза в породе достаточно трудоемки. Обычно ограничиваются определением экстремальных пределов состава, между которыми находятся составы всех имеющихся в фенокристалле зон. Ошибочно определять средний состав плагиоклаза зональных кристаллов как среднеарифметическое на основании двух экстремальных оценок или даже как эквивалент средневзвешенного с учетом ширины каждой зоны. Фиг. 37 иллюстрирует принцип вычисления среднего состава зональных кристаллов плагиоклаза. Цифрой 1 обозначено ядро кристалла, а окружающие его последовательные зоны нумеруются соответственно 2, 3, 4...n; в уравнениях $d_1, d_2, d_3 \dots d_n$ — диаметры зон (при $d_n = 1$) и $An_1, An_2, An_3 \dots An_n$ — анортитовая составляющая этих зон. Объем зон (v_i) будет пропорционален кубу диаметров:

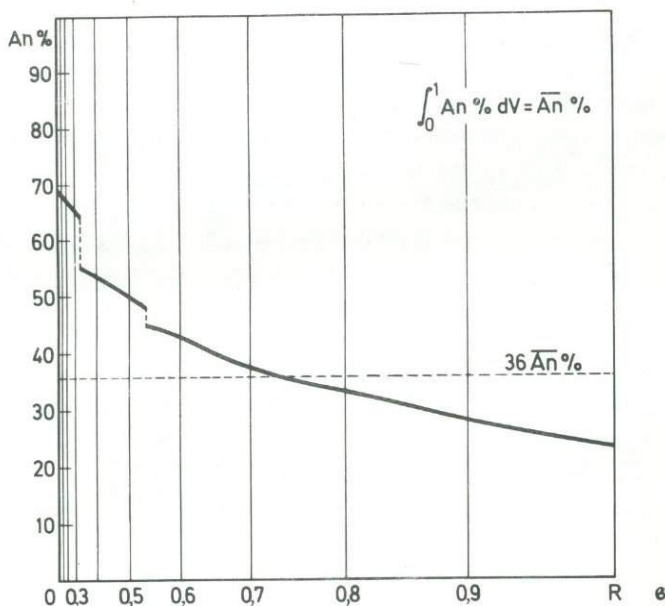
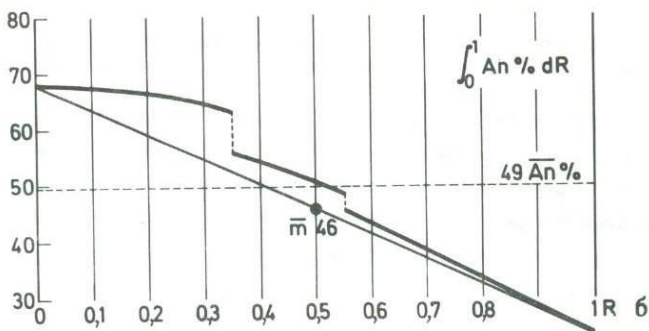
$$\begin{aligned} \text{ядро: } V_1 &= d_1^3, \\ V_2 &= d_2^3 - d_1^3, \\ V_3 &= d_3^3 - d_2^3, \\ &\dots\dots\dots \\ V_n &= 1 - d_{n-1}^3. \end{aligned}$$

Среднее содержание анортита внутри среза кристалла равно

$$\overline{An} = \sum_1^n V_i An_i.$$

На фиг. 38б и 38в приведены графики, позволяющие определить среднее содержание анортитовой составляющей зонального кристалла плагиоклаза. Диаметр среза кристалла принимается за 1, причем за диаметр может быть принято любое направление. На графике по оси абсцисс отложены кубы диаметров зон, по оси ординат — содержания анортита в этих зонах. Точечными вертикальными линиями соединены граничные точки соседних зон. Графическое интегрирование полученной кривой дает в результате среднее содержание анортита такого среза плагиоклаза. Необходимо отметить, что результат будет соответствовать действительному среднему содержанию анортита только в том случае, если изученный срез захватывает достаточно глубокую часть кристалла.

Чтобы получить действительное среднее значение содержания модалного анортита в породе, следует изучить оптические свойства



Фиг. 38 б и в. Определение среднего состава зонального кристалла, изображенного на фиг. 38 а.

б — неправильное графическое определение среднего содержания An (в %), получаемое в результате нанесения на график измеренных содержаний анортита в нескольких зонах соответственно их относительным расстояниям от центра кристалла вдоль радиуса R , принятого за единицу. Полученная таким образом кривая дает при интегрировании неверное значение $49 \overline{An}\%$. Значение среднеарифметического также завышено и равно $46 \overline{An}\%$.

в — правильное значение, получаемое нанесением тех же данных на специальный график (используется с 1942 г.; Ритман, неопубликованные данные) соответственно кубам относительных расстояний точек с измеренными содержаниями An от центра кристалла. Соответствующее интегрирование дает правильное значение среднего содержания анортита, равное $36 \overline{An}\%$.

целого ряда фенокристов, а также микролитов в основной массе породы. Микролиты плагиоклаза обычно близки по содержанию анортита к внешним краям фенокристаллов или несколько богаче альбитом. Среднее содержание анортита в породе рассчитывается после того, как измерено количественное соотношение между фенокристами и микролитами плагиоклаза в основной массе породы. Этот средний состав плагиоклаза оказывается в большинстве случаев богаче альбитовым компонентом, чем можно было бы ожидать на основании беглого просмотра шлифа.

Из-за трудности точного определения среднего модального состава плагиоклаза в породе расчет стабильных минералов по химическим анализам пород является предпочтительным. Средний состав плагиоклаза можно получить намного быстрее таким расчетом, чем непосредственным оптическим изучением шлифа. Надежность расчета среднего состава плагиоклаза эквивалентна точности определения в шлифе.

Основное различие между результатами расчета и модальными определениями возникает в связи с тем, что количество калишпатового компонента, включенного в структуру плагиоклаза в виде твердого раствора, зависит от отношения Ab/An . Существенно альбитовый по составу плагиоклаз может содержать значительно больше An , чем это возможно для плагиоклазов более основного состава. Поэтому сильно зональные кристаллы плагиоклаза могут содержать больше Or , чем это было бы возможно, если бы кристалл был гомогенным. Таким образом, зональность плагиоклаза может влиять в какой-то мере на относительные количества плагиоклаза и санидина.

Различия между модальным составом полевого шпата и составом, определенным путем расчета, могут изменяться в зависимости от температуры кристаллизации исследуемых полевых шпатов.

Во внутренних частях лавовых потоков и в куполах, где отделение газов затруднено, температура конца кристаллизации ниже, чем в лавах, из которых газы удалены. Температурный фактор обуславливает различие состава твердых растворов полевых шпатов. Так, богатый калием олигоклаз или анортоклаз должны были бы образовать только одну полевошпатовую фазу (как показано на фиг. 49), но практически в модальном составе может появиться смесь сосуществующих санидина и кислого плагиоклаза. Кроме того, расхождение между модальным и вычисленным составом в некоторых случаях обусловлено трудностью определения под микроскопом интерстициального санидина или

других низкопреломляющих минералов (нефелин) в тонкозернистой основной массе породы. Так, согласно личному сообщению Р. Романо, в результате подсчета ассоциации устойчивых минералов в лавах Этны было определено от 3 до 8% нефелина, который не был определен микроскопически, хотя его присутствие и обнаруживалось рентгеновским анализом.

6. Метастабильные фазы

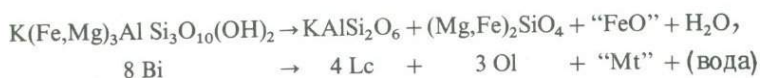
Присутствие стекла в вулканических породах отражает неравновесные условия их кристаллизации. При расчете минеральной ассоциации таких пород должен быть принят во внимание химический состав стекловатой метастабильной фазы. Очевидно, что при наличии стекла модалный и нормативный составы могут сопоставляться лишь частично, причем различие между ними дает представление о составе стекловатой основной массы.

Неравновесность минеральной ассоциации в вулканической породе при пересчете обычно проявляется в том, что в нормативном составе появятся не все минералы реального состава породы. Например, в породе могут присутствовать корродированные кристаллы оливина, в то время как в нормативном составе указанного минерала вовсе нет или его сравнительно мало. Такое расхождение между составами, модалным и вычисленным, может быть связано с ранним выпадением из расплава оливина, который затем при понижении температуры становится неустойчивым. При этом вследствие быстрого охлаждения реакция между расплавом и оливином была неполной и последний частично сохранился в породе как метастабильная фаза.

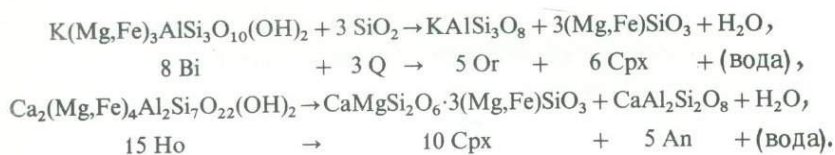
Несоответствие между результатами расчета и модалным составом может быть вызвано также присутствием в породе интрателлурических фенокристов, неустойчивых при собственно вулканических условиях. Нестабильность таких фенокристов нередко обнаруживается в шлифах, где наблюдается частичное замещение их устойчивыми минералами. Полное замещение требует соответствующих благоприятных условий, и в первую очередь достаточно медленного охлаждения. Если скорость охлаждения высока, вязкость расплава увеличивается, что препятствует удалению газов и замедляет реакции разложения.

Гидросиликаты, такие, как биотит и амфибол, образуются только при субвулканических или плутонических условиях, т.е. когда внутрен-

нее давление газа достаточно высоко. При вулканических условиях, когда давление газа в расплаве понижается, интрателлурические фенокристы этих минералов разрушаются и замещаются агрегатами новых устойчивых минералов. Замещение идеализированных фенокристов можно описать следующими реакциями:

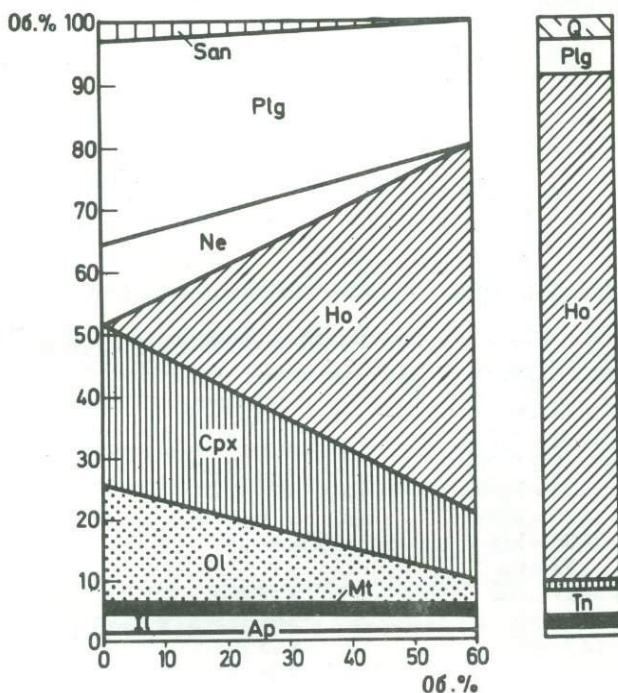


или в пересыщенных лавах



В действительности эти реакции значительно сложнее. Наряду с разложением биотитов и амфиболов происходит взаимодействие с другими соединениями, находящимися в расплаве, а также процессы окисления. Минералы, появляющиеся в результате разложения роговой обманки или биотита, образуют тонкозернистые агрегаты, которые в большинстве случаев сохраняют примерные контуры измененных фенокристов. При большей скорости охлаждения внутри этих агрегатов сохраняются реликты роговой обманки или биотита. Если скорость охлаждения очень велика, то фенокристы подвергаются только окислению (окисленная роговая обманка) и окружены магнетитовой оторочкой. Такие метастабильные интрателлурические фенокристы не выявляются при расчете устойчивых минеральных ассоциаций вулканических фаций, так как реальный минеральный состав пород соответствует смеси фаций. Так, фенокристы относятся к субвулканической или даже плутонической фации, в то время как основная масса породы представляет собственно вулканическую фацию (фиг. 39).

Вязкость расплава увеличивается экспоненциально с уменьшением температуры, достигая очень большого значения при превращении расплавленной массы в стекло. Если при этом, особенно в кислой или сапидической лаве, скорость охлаждения высока, удаление летучих компонентов из лавы будет затруднено. Давление газа в лаве может быть достаточно высоким, что препятствует разложению гидросиликатов в



Фиг. 39. Пример смешанных фаций ("роговообманковый базальт" из Викарсберга, ФРГ).

Абсцисса — объем фенокристов роговой обманки (гастингсит) в породе, %; ордината — модалный состав породы, об.%. Справа — минеральная ассоциация "водной" плутонической фации. См. стр. 195.

фенокристаллах. В результате кристаллизации микролитов полевого шпата или других безводных минералов в оставшемся расплаве будут также накапливаться газы, увеличивая общее давление. Таким образом, возможно достижение условий, сходных с субвулканическими или даже плутоническими условиями, при которых в основной массе породы формируются микролиты биотита и реже амфибола. При расчете устойчивых минеральных ассоциаций для вулканической фации подобные минералы не могут быть выявлены.

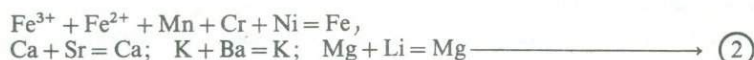
VIII. КЛЮЧИ ПЕРЕСЧЕТА

Ключ 1. Расчет насыщенного нормативного состава

- ① Умножаем весовые проценты на следующие коэффициенты, произведение округляем до целых чисел:

$\text{SiO}_2 \times 16,64 = \text{Si}$	$\text{ZrO}_2 \times 8,12 = \text{Zr}$
$\text{Al}_2\text{O}_3 \times 19,61 = \text{Al}$	$\text{Cr}_2\text{O}_3 \times 13,16 = \text{Cr}$
$\text{Fe}_2\text{O}_3 \times 12,52 = \text{Fe}^{3+}$	$\text{NiO} \times 13,38 = \text{Ni}$
$\text{FeO} \times 13,92 = \text{Fe}^{2+}$	$\text{BaO} \times 6,52 = \text{Ba}$
$\text{MnO} \times 14,10 = \text{Mn}$	$\text{SrO} \times 9,65 = \text{Sr}$
$\text{MgO} \times 24,80 = \text{Mg}$	$\text{Li}_2\text{O} \times 66,93 = \text{Li}$
$\text{CaO} \times 17,83 = \text{Ca}$	$\text{CO}_2 \times 22,72 = \text{CO}_2$
$\text{Na}_2\text{O} \times 32,27 = \text{Na}$	$\text{SO}_3 \times 12,49 = \text{SO}_3$
$\text{K}_2\text{O} \times 21,23 = \text{K}$	$\text{S} \times 31,19 = \text{S}$
$\text{TiO}_2 \times 12,52 = \text{Ti}$	$\text{Cl} \times 28,20 = \text{Cl}$
$\text{P}_2\text{O}_5 \times 14,09 = \text{P}$	$\text{F} \times 52,63 = \text{F}$

Объединяем количества следующих атомов под упрощенными символами:



- ② Определяем степень окисленности анализируемой породы:

$$\text{Ox}^0 = \text{Fe}^{3+} / (\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn})_r$$

Примечание. Ox^0 не используется для расчета магнетита (см. стр. 39) $\longrightarrow \textcircled{3}$

Удобно, особенно для базальтовых пород, подсчитать следующие величины:

$$\begin{aligned} \tau &= (\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O}) / \text{TiO}_2, \text{ вес. \%}, \\ \sigma &= (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})^2 / (\text{SiO}_2 - 43), \text{ вес. \%}. \end{aligned}$$

Величина τ служит для разделения меланократовых андезитов (так называемых высокоглиноземистых базальтов) и других типов базальтов, а также гавайитов и андезитов, муджиеритов и латиандезитов $\longrightarrow \textcircled{4}$

④ Расчет спорадических минералов

Кальцит $Cc = 2 CO_2$ Остаток Ca - CO_2 Галит $Hl = Cl$

Остаток Na - Cl

Ангидрит

а) $Ca \geq SO_3$ $Ah = 2 SO_3$ Остаток Ca - SO_3 б) $Ca < SO_3$ $Ah = 2 Ca$ Остаток $SO_3 - Ca$ Тенардит $Th = 3(SO_3 - Ca)$ Остаток Na - $2(SO_3 - Ca)$ Циркон $Z = 2 Zr$

Остаток Si - Zr

Пирит $Pr = 0,5 S$ Остаток Fe - $0,5 S$

Примечание. Спорадические минералы входят в насыщенную норму пород. В последующих расчетах оставшиеся количества обозначаются простыми символами, т.е. Si, Fe, Ca, Na → ⑤

⑤ В зависимости от количества атомов различается пять типов насыщенных нормативных составов пород:

а) $Al > (2Ca + Na + K - 3,33 P)$ → ⑥б) $(Na + K) \leq Al \leq (2Ca + Na + K - 3,33 P)$ → ⑦в) $Al < (Na + K) \leq (Al + Fe^{3+})$ → ⑧г) $(Na + K) > (Al + Fe^{3+})$ и $K \leq Al$ → ⑨д) $K > Al$ → ⑩

Примечание. Породы, содержащие кордиерит, силлиманит, мусковит и (или) гранат, относятся в основном к пункту а). Нормативный состав измененных и выветрелых пород, которые также пересыщены глиноземом, рассчитывать нецелесообразно.

⑥ Насыщенная норма с силлиманитом

	Ap	Il	Mt ₀	Or	Ab	An	Sil	Hu	ΔQ
Si				3 K	3 Na	2 Ca*	0,5 Al*	Mg + Fe*	Si - Si'
Al				K	Na	2 Ca*	Al*		
Fe		Ti	Mt ₀					Fe*	
Mg								Mg	
Ca	1,67 P					Ca*			
Na					Na				
K				K					
Ti		Ti							
P	P								
Σ	2,67 P	2 Ti	Mt ₀	5 K	5 Na	5 Ca*	1,5 Al*	2(Mg + Fe*)	Si - Si'

Нанести $(Na + K)$ на график (фиг. 40) и по абсциссе определить X_1 , тогда $Mt_0 - X_1 (Fe - Ti)$;
 $Si' = 3(Na + K) + 2Ca^* + 0,5Al^* + Mg + Fe^*$.

7

Насыщенная норма с анортитом и волластонитом

	Ap	Il	Mt ₀	Or	Ab	An	Wo	Hy	ΔQ
Si				3 K	3 Na	Al*	Ca*	Mg + Fe*	Si - Si'
Al				K	Na	Al*			
Fe		Ti	Mt ₀					Fe*	
Mg								Mg	
Ca	1,67 P					0,5 Al*	Ca*		
Na					Na				
K				K					
Ti		Ti							
P	P								
Σ	2,67 P	2 Ti	Mt ₀	5 K	5 Na	2,5 Al*	2 Ca*	2(Mg + Fe*)	Si - Si'

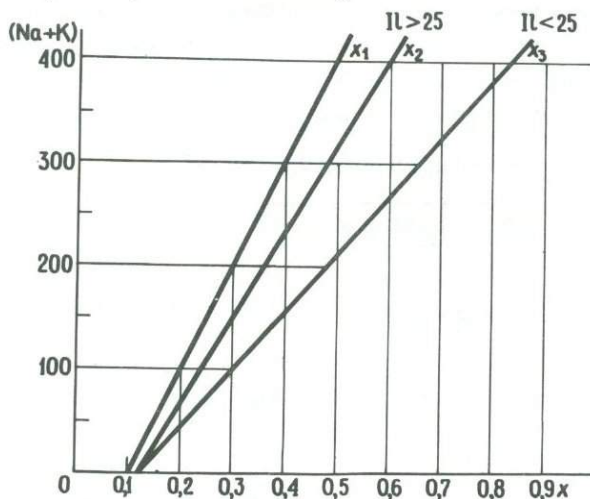
Значение Mt_0 определяем следующим образом:

а) если $Il \geq 25$, тогда $Mt_0 = X_2 (Fe - Ti)$;

б) если $Il < 25$, тогда $Mt_0 = X_3 (Fe - Ti)$.

X_2 или X_3 получаем по графику (фиг. 40) в зависимости от $(Na + K)$.

$Si' = 3(Na + K) + Al^* + Ca^* + Mg + Fe^*$.



Фиг. 40. График для определения коэффициентов стандартизации магнетита.

8) Насыщенная норма с акмитом

	Ap	Il	Or	Ab	Ac	Mt ₀	Wo	Hy	ΔQ
Si			3 K	3 Al*	2 Na*		Ca*	Mg + Fe*	Si - Si'
Al			K	Al*					
Fe		Ti			Na*	Mt ₀		Fe*	
Mg								Mg	
Ca	1,67 P						Ca*		
Na				Al*	Na*				
K			K						
Ti		Ti							
P	P								
Σ	2,67 P	2 Ti	5 K	5 Al*	4 Na*	Mt ₀	2 Ca*	2(Mg + Fe*)	Si - Si'

$Mt_0 = X_1(Fe - Ti - Na^*)$. X_1 определяем по графику (фиг. 40) в зависимости от значения $(Na + K)$;

$Si' = 3 Al + 2 Na^* + Ca^* + Mg + Fe^*$.

9) Насыщенная норма с акмитом и натрисилитом

	Ap	Il	Or	Ab	Ac	Ns	Wo	Hy	ΔQ
Si			3 K	3 Al*	2 Fe ³⁺	0,5 Na*	Ca*	Mg + Fe*	Si - Si'
Al			K	Al*					
Fe ³⁺					Fe ³⁺				
Fe ²⁺		Ti						Fe*	
Mg								Mg	
Ca	1,67 P						Ca*		
Na				Al*	Fe ³⁺	Na*			
K			K						
Ti		Ti							
P	P								
Σ	2,67 P	2 Ti	5 K	5 Al*	4 Fe ³⁺	1,5 Na*	2 Ca*	2(Mg + Fe*)	Si - Si'

$Si' = 3(K + Al^*) + 2 Fe^{3+} + 0,5 Na^* + Ca^* + Mg + Fe^{2+}$.

Примечание. Если $Ti > Fe^{2+}$, тогда добавляем к Ti количество $Fe^{3+} = Ti - Fe^{2+}$. Оставшееся количество Fe^{3+} идет на формирование акмита по соотношению $Fe^{3+} + Fe^{2+} - Ti$.

⑩ Насыщенная норма с К-акмитом и натрисилитом

	Ap	Il	Or	K-Ac	Ac	Ns	Wo	Hу	ΔQ
Si			3 Al	2 K*	2 Fe ^{3+*}	0,5 Na*	Ca*	Mg + Fe*	Si-Si'
Al			Al						
Fe ³⁺				K*	Fe ^{3+*}				
Fe ²⁺		Ti						Fe*	
Mg								Mg	
Ca	1,67 P						Ca*		
Na					Fe ^{3+*}	Na*			
K			Al	K*					
Ti		Ti							
P	P								
Σ	2,67 P	2 Ti	5 Al	4 K*	4 Fe ^{3+*}	1,5 Na*	2 Ca*	2(Mg+Fe*)	Si-Si'

Si' = 3 Al + 2(K* + Fe^{3+*}) + 0,5 Na* + Ca* + Mg + Fe^{2+*}.

Ключ 2. Расчет минеральных ассоциаций вулканических фаций

- ① Возможны четыре варианта¹⁾:
- а) насыщенная норма содержит Sil —————→ ②
- б) насыщенная норма содержит An и Wo —————→ ⑭
- в) насыщенная норма содержит Ac и Mt₀ —————→ ⑱
- г) насыщенная норма содержит Ac и Ns —————→ ⑳

- ② Вычисляем $k = Or / (Or + Ab)$,
 $h = Hy / (Sil + Hy)$,
 $q = \Delta Q / (Sil + Hy)$

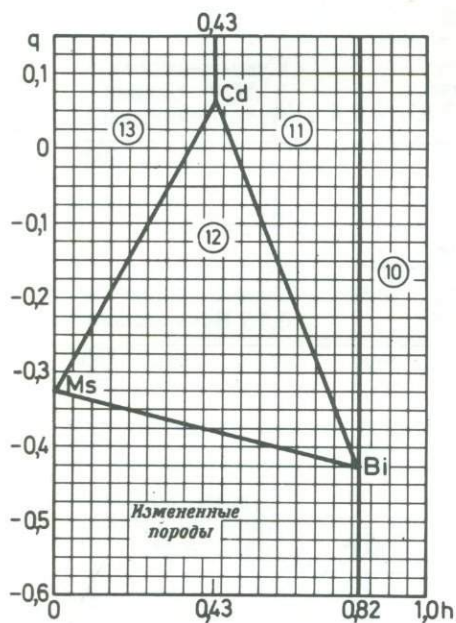
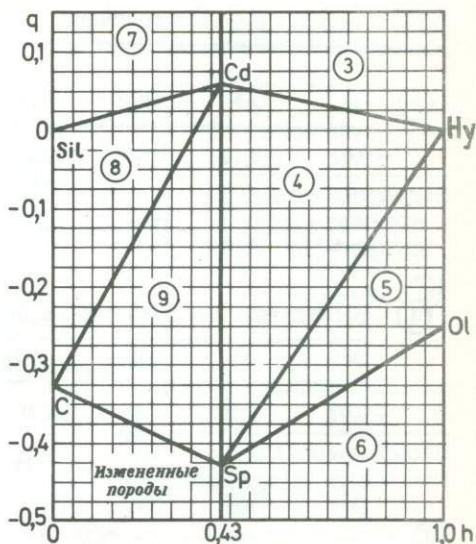
и различаем два варианта:

- а) $k < 0,30$, в этом случае по графику фиг. 41 соответственно значениям h и q определяем номер следующего шага;
- б) $k \geq 0,30$, номер следующего шага определяем по графику на фиг. 42.

¹⁾ Если $(An + Wo) > 2(Or + Ab)$ и $\Delta Q > -300$, тогда возможно, что количество фенокристов увеличено в результате гравитационной дифференциации (см. также ключ для ультрамафических пород, стр. 215).

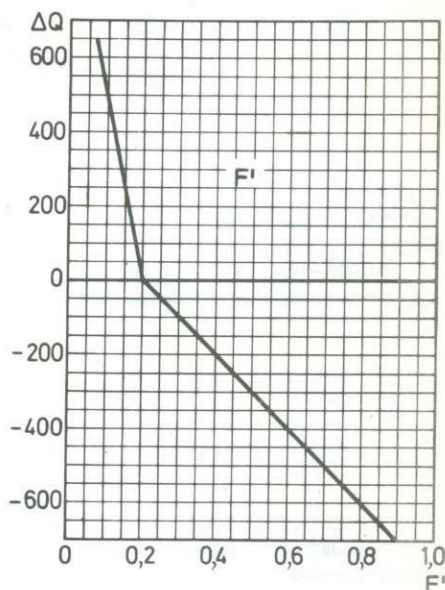
Фиг. 41. График h - q для жидких магм.

Абсцисса $h = \text{Hy}/(\text{Hy} + \text{Sil})$; ордината $q = \Delta Q/(\text{Hy} + \text{Sil})$. Символы см. стр. 228-229.



Фиг. 42. График h - q для вязких магм.

Абсцисса $h = \text{Hy}/(\text{Hy} + \text{Sil})$; ордината $q = \Delta Q/(\text{Hy} + \text{Sil})$. Символы см. стр. 228-229.



Фиг. 43. График для определения коэффициента F' .

- ③
- | Or | Ab | Sil | Hу | ΔQ | |
|-------|-------|------|---------------|-------------------------|--|
| -0,02 | -0,10 | -Sil | -0,75
-Hy* | -0,10
- ΔQ^* | Сумма = кордиерит
Hy* = гиперстен
ΔQ^* = кварц |
| Or* | Ab* | — | — | — | → ③ |
- ④ Вычисляем $X = 1,23 \Delta Q + 0,88 \text{ Sil}$
- | Or | Ab | Sil | Hу | ΔQ | |
|-------|-------|------------|------------------------|----------------|---|
| -0,02 | -0,10 | -X
-Sil | -0,75
-0,75
-Hy* | -0,10
+0,71 | Сумма = кордиерит
Сумма = шпинель
Hy* = гиперстен |
| Or* | Ab* | — | — | — | → ③ |
- ⑤
- | Sil | Hу | ΔQ | |
|------|------------------------------------|-------------------------|---|
| -Sil | -0,75
-4 $ \Delta Q^* $
-Hy* | +0,71
+ ΔQ^* | Сумма = шпинель
3 $ \Delta Q^* $ = оливин
Hy* = гиперстен |
| — | — | — | → ③ |
- ⑥
- | Sil | Hу | ΔQ | |
|------|---------------|----------------|--------------------------------------|
| -Sil | -0,75
-Hy* | +0,71
+0,25 | Сумма = шпинель
0,75 Hy* = оливин |
| — | — | ΔQ_1 | → ② |
- ⑦
- | Or | Ab | Sil | Hу | ΔQ | |
|-------|-------|----------------|-----|-------------------------|--|
| -0,03 | -0,13 | -1,33
-Sil* | -Hy | -0,14
- ΔQ^* | Сумма = кордиерит
Sil* = силлиманит
ΔQ^* = кварц |
| Or* | Ab* | — | — | — | → ③ |
- ⑧
- | Or | Ab | Sil | Hу | ΔQ | |
|-------|-------|-------------------------------------|-----|-------------------------|---|
| -0,03 | -0,13 | -1,33
-3 $ \Delta Q^* $
-Sil* | -Hy | -0,14
+ ΔQ^* | Сумма = кордиерит
2 $ \Delta Q^* $ = корунд
Sil* = силлиманит |
| Or* | Ab* | — | — | — | → ③ |

9) Вычисляем $X = 0,31 \text{ Sil} + 0,46 \text{ Hy} + 0,93 \Delta Q$

Or	Ab	Sil	Hy	ΔQ	
-0,03	-0,13	-1,33	-X	-0,14	Сумма = кордиерит
		-1,33	-Hy*	+0,94	Сумма = шпинель
		-Sil*		+0,33	0,67 Sil* = корунд
Or*	Ab*	—	—	—	—————→ (38)

10) Вычисляем $k' = 0,3 k + 0,7$ [см. шаг (2)]

Il	Or	Ab	Sil	Hy	ΔQ	
-0,08	-0,9 k'	-0,9(1-k')	-Sil	-Hy	+0,52	Сумма = биотит
Il*	Or*	Ab*	—	—	ΔQ^*	

а) если $\Delta Q^* > 0$, тогда кварц = ΔQ^* —————→ (38)

б) если $\Delta Q^* < 0$, тогда $\Delta Q^* = \Delta Q_1$ —————→ (28)

11) Вычисляем $k' = 0,3 k + 0,70$ [см. шаг (2)],

$$X = 1,2 \text{ Hy} - 0,9 \text{ Sil}$$

Il	Or	Ab	Sil	Hy	ΔQ	
-0,08	-0,9 k'	-0,9 (1-k')	-0,22	-X	+0,52	Сумма = биотит
	-0,03	-0,13	-1,33	-Hy*	-0,14	Сумма = кордиерит
					$-\Delta Q^*$	$\Delta Q^* = \text{кварц}$
Il*	Or*	Ab*	—	—	—	—————→ (38)

12) Вычисляем $k' = 0,3 k + 0,70$ [см. шаг (2)],

$$X = 0,46 \text{ Hy} - 0,40 \text{ Sil} - 1,21 \Delta Q$$

Il	Or	Ab	Sil	Hy	ΔQ	
-0,08	-0,9 k'	-0,9 (1-k')	-0,22	-X	+0,52	Сумма = биотит
	-0,03	-0,13	-1,33	-Hy*	-0,14	Сумма = кордиерит
	-1,54	-0,31	-Sil*		+0,33	Сумма = мусковит
Il*	Or*	Ab*	—	—	—	—————→ (38)

(13)

Or	Ab	Sil	Hу	ΔQ	
-0,03	-0,13	-1,33	-Hy	-0,14	Сумма = кордиерит
-1,54	-0,31	-Sil*		+0,33	Сумма = мусковит
				$-\Delta Q^*$	$\Delta Q^* = \text{кварц}$
Or*	Ab*	—	—	—	→ (38)

(14)

Примем $A = Or + Ab$ и $M = Wo + Hy$.

Определяем номер следующего шага по схеме:

		$A > 2M$	$A < 2M$
$Wo > Hy$	$\Delta Q \geq -100$	шаг (15)	
	$\Delta Q < -100$	шаг (16)	шаг (17)
$Wo \nless Hy$	$\Delta Q \geq 0$	шаг (22)	

(15)

Вычисляем $X = 0,5 (Wo - Hy)$ и различаем два варианта:

а) $\Pi > X$

Π	Wo	Hу	ΔQ	
-X	-X	+X	-0,5 X	1,5 X = сфен
Π^*	$Wo^* = Hy^*$		ΔQ^*	→ (22)

б) $\Pi \leq X$

Π	Wo	Hу	ΔQ	
- Π	- Π	+ Π	-0,5 Π	1,5 Π = сфен
—	$Wo^* = Hy^*$		ΔQ^*	→ (22)

(16)

Вычисляем $X = 0,2 (Wo - Hy)$ и различаем два варианта:

а) $\Pi > X$

Π	An	Wo	Hу	ΔQ	
-X	-X	-8X	-3X	+2X	Π X-меланит
Π^*	An^*	$Wo^* = Hy^*$		ΔQ^*	→ (22)

б) $\Pi \leq X$

Π	An	Wo	Hу	ΔQ	
- Π	- Π	-8 Π	-3 Π	+2 Π	Π Π = меланит
—	An^*	$Wo^* = Hy^*$		ΔQ^*	→ (22)

⑰ Вычисляем $X = 0,5 (Wo - Ny)$ и различаем два варианта:

а) $\Pi > X$

Π	Wo	Ny	
$-X$	$-X$	$+X$	$X = \text{перовскит}$
Π^*	Wo^*	Ny^*	

→ ⑳

б) $\Pi \leq X$

Π	Wo	Ny	
$-\Pi$	$-\Pi$	$+\Pi$	$\Pi = \text{перовскит}$
	Wo^*	Ny^*	

→ ㉑

⑱ Различаем два варианта:

а) $\Delta Q \geq 0$ → ⑲

б) $\Delta Q < 0$ → ㉒

⑲ Различаем два варианта:

а) $5 Mg > Fe_{\text{общ}}$ → ㉓

б) $5 Mg \leq Fe_{\text{общ}}$ → ㉔

⑳ Вычисляем $Fs = Ny - 2 Mg$ (см. ключ I)

Fs	ΔQ	
$-Fs$	$+0,25$	$0,75 Fs = \text{файялит}$
	ΔQ^*	

→ ㉕

㉑ Различаем два варианта:

а) $4 (Ac + Wo + Ny) \geq (Or + Ab)$ → ㉖

б) $4 (Ac + Wo + Ny) < (Or + Ab)$

Различаем опять четыре варианта по схеме:

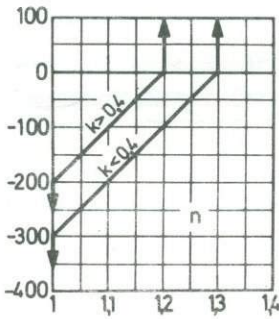
$\Pi/Fs =$	0	0,29	0,67	более
$Ns \geq 0,43 Fs$	A	B		
$Ns < 0,43 Fs$	B		Г	

A)	II	Ns	Fs	ΔQ	
	-II	-1,5	-3,5	-0,5	Сумма = коссирит
	—	Ns*	Fs*	ΔQ^*	—————→ (23)
B)	II	Ns	Fs	ΔQ	
	-0,29	-0,43	-Fs	-0,15	Сумма = коссирит
	II*	Ns*	—	ΔQ^*	—————→ (23)
B)	II	Ns	Fs	ΔQ	
	-II	-1,5	-3,5 -Fs*	-0,5 +0,25	Сумма = коссирит 0,75 Fs* = файялит
	—	Ns*	—	ΔQ^*	—————→ (23)
Г)	II	Ns	Fs	ΔQ	
	-0,67	-Ns	-2,33	-0,33	Сумма = коссирит
	II*	—	Fs*	ΔQ^*	—————→ (23)

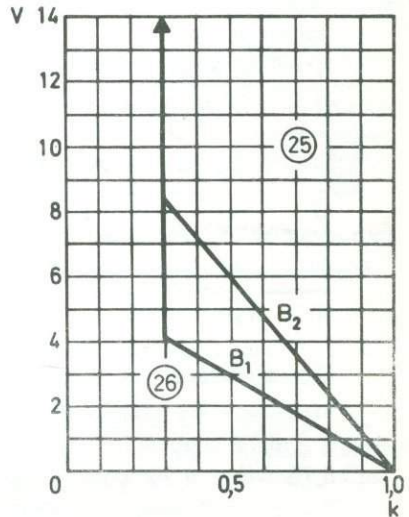
(22) По величине ΔQ определяем значение F' (фиг. 43): если $\Delta Q > 0$, тогда $F' = 0,2 (1 - 10^{-3} \Delta Q)$; если $\Delta Q < 0$, тогда $F' = 0,2 - 10^{-3} \Delta Q$. Вычисляем $F'Wo$, что соответствует максимальному количеству полевошпатовых компонентов (Fsp'), входящих в клинопироксен (Cpx). Определяем оставшееся количество Or' , Ab' и An' по схеме

$\Delta Q \geq 0$	$\Delta Q < 0$
0,3 $Or = x$	0,2 $Or = x$
1,0 $Ab = y$	0,6 $Ab = y$
2,0 $An = z$	2,0 $An = z$
$x + y + z = S$	$x + y + z = S$

В обоих случаях поступаем следующим образом: вычисляем $D = F'Wo / S$ и далее $Or' = xD$, $Ab' = yD$ и $An' = zD$; при этом необходимо учесть, что верхним пределом являются соответственно Or для Or' , Ab для Ab' и An для An' .



Фиг. 44. График для определения коэффициента n .
Ордината ΔQ .



Фиг. 45. Диаграмма $k-v$ для биотитов.
Абсцисса $k = Or/(Or + Ab)$; ордината $v = (Or + Ab + An)/(Wo + Hy)$;
 B_1 , если $\Delta Q < 0$; B_2 , если $\Delta Q \geq 0$.

Оставшийся свободный кремнезем будет $Q' = 0,35 (Or' + Ab' + An')$. Вычисляем $k = Or/(Or + Ab)$ и величину отношения Wo/An , в соответствии с которыми по графику (фиг. 56) определяем значение p (соответственно значению $k > 0,4$ или $k < 0,4$), тогда $\Pi' = p \Pi$ (верхний предел $p = 1$).

Подставляем значение ΔQ в график (фиг. 44) и получаем на абсциссе n в соответствии с величиной k (нижний предел $n = 1$). $Hy' = n Wo$ или, если $Hy < n Wo$, то $Hy' = Hy$.

В последнем случае остатка Hy^* не будет. Подставляем величины компонентов, слагающих клинопироксен, в схему

Π	Or	Ab	An	Wo	Hy	ΔQ	
$-\Pi'$	$-Or'$	$-Ab'$	$-An'$	$-Wo$	$-Hy'$	$+Q'$	Сумма = Cpx_0
Π^*	Or^*	Ab^*	An^*	—	Hy^*	ΔQ^*	→ (24)

- ②3 Положим $M = (Ac + Wo + Ny$ или соответственно $Ny^*)$ и вычисляем

$$\Pi' = 0,15 M \text{ (верхний предел } \Pi' = \Pi);$$

$$Or' = 0,015 M; Ab' = 0,125 M; Q = 0,05 M.$$

Подставляем эти значения в следующую схему:

Π	Or	Ab	Ac	Wo	Ny	ΔQ	
$-\Pi'$	$-Or'$	$-Ab'$	$-Ac$	$-Wo$	$-Ny$	$+Q'$	Сумма=клинопироксен
Π^*	Or^*	Ab^*	—	—	—	ΔQ^*	→ ②6

В зависимости от величины $a = Ac/M$ выделяем следующие типы щелочных клинопироксенов:

$$a \geq 0,70 \text{ эгирин,}$$

$$0,70 > a > 0,15 \text{ эгирин-авгит,}$$

$$0,15 \geq a > 0 \text{ натровый авгит. '}$$

- ②4 Различаем два варианта:

а) $k < 0,30$ → ②6

б) $k \geq 0,30$. Подсчитываем $v = (Or + Ab + An) / (Wo + Ny)$.

Определяем номер следующего шага, подставляя значения k и v в диаграмму фиг. 45. Если полученная точка располагается вблизи B_1 или B_2 , тогда рассчитываем оба варианта, с биотитом и без биотита. Обычно модальный состав в этом случае является промежуточным между двумя крайними вариантами.

- ②5 Вычисляем $X = 0,96 Ny^*$, $k' = 0,3 k + 0,7$.

Возможны два варианта:

а) $(Or^* + Ab^*) > 1,11 X$

Π^*	Or^*	Ab^*	An^*	$Wo^* = 0$	Ny^*	ΔQ^*	
$-0,08$	$-0,9 k'$	$-0,9(1 - k')$	$-0,10$	$+0,04$	$-X$	$+0,52$	Сумма=биотит
				$-Wo^{**}$	$-Ny^{**}$		Входят в C_{px}
Π^{**}	Or^{**}	Ab^{**}	An^{**}	—	—	ΔQ^{**}	→ ②6

б) $(Or^* + Ab^*) \leq 1,11 X$, вычисляем $Y = (1,2 k - 0,16) (Or^* + Ab^*)$

П*	Or*	Ab*	An*	Wo*=0	Hу*	ΔQ^*
-0,09	-k'Y	-(1-k')Y	-0,11	+0,04 -Wo**	-1,11 -0,06Hу*	+0,58
						Сумма=биотит Входят в Срх
П**	Or**	Ab**	An**	—	—	$\Delta Q^{**} \rightarrow (26)$

Примечание. Если $An^* < 0,1 Hу^*$, тогда приведенные выше схемы не могут быть использованы, следует сделать следующий расчет:

$X = Hу^* - 0,4 An^*$ и использовать приведенную схему

П*	Or*	Ab*	An*	Wo*=0	Hу*	ΔQ^*
-0,06	-0,9k'	-0,9(1-k')	-An*	+0,04 An* -Wo	-X -Hу**	+0,52
						Сумма=биотит Входят в Срх
П**	Or**	Ab**	—	—	—	$\Delta Q^{**} \rightarrow (26)$

Окончательный состав клинопироксена получаем, прибавляя к предварительному клинопироксену количества Wo^{**} , $Hу^{**}$ (или $0,06 Hу^*$), оставшиеся после образования биотита. Для определения типа пироксена вычисляем $c' = (Wo + 0,4 An') / Hу'$ и выделяем из $Hу'$ Fs и En ($En = 2 Mg$). Затем тип пироксена определяем по схеме

c'	$En > Fs$	$En < Fs$
0,9	Диопсид	Геденбергит
0,5 - 0,9	Авгит	Ферроавгит
0,3 - 0,5	Субкальциевый авгит	Субкальциевый ферроавгит
0,1 - 0,3	Пижонит	Ферропижонит

Авгиты и диопсид-авгиты ($c' > 0,5$), содержащие более 4% П, в нормативном составе названы титанавгитами.

Отметим, что отношение En/Fs увеличивается с увеличением степени окисления. Приведенное выше подразделение клинопи-

роксенов учитывает степень окисления, определяемую расчетом стандартного магнетита (Mt_0).

(26)

Возможны два варианта:

А. Hl , Ah и Th отсутствуют \longrightarrow (27)

Б. Присутствуют Hl и Ah , или Hl и Th , или Ah и Th либо один из этих минералов, тогда снова возможны четыре варианта:

а) $\Delta Q^* \geq 0$; Hl , Ah , Th вторичного происхождения и не включаются в расчеты \longrightarrow (27)

б) $-6 \text{ } Hl \leq \Delta Q^* < 0$

Hl	Ab^*	ΔQ^*	
-0,167	-2,50	+ $ \Delta Q^* $	1,667 $ \Delta Q^* $ = содалит
Hl^*	Ab^{**}	—	(Hl^* , Ah , Th не учитываются) \longrightarrow (27)

в) $-6 (Hl + Ah + Th) \leq \Delta Q^* < -6 \text{ } Hl$

Hl	$(Ah + Th)$	Or^*	Ab^*	ΔQ^*	
- Hl			-15	+6	10 Hl = содалит
-0,167	-0,3	-2,2	+ $ \Delta Q^{**} $	1,667 $ \Delta Q^{**} $	= гаюин, нозеан
—	$(Ah + Th)^*$	Or^{**}	Ab^{**}	—	$(Ah + Th)^*$ не учтено \longrightarrow (27)

г) $\Delta Q^* \leq -6 (Hl + Ah + Th)$

Hl	$(Ah + Th)$	Or^*	Ab^*	ΔQ^*	
- Hl			-15	+6	10 Hl = содалит
—	$(Ah + Th)$	-2	-13	+6	10 $(Ah + Th)$ = гаюин, нозеан
—	—	Or^{**}	Ab^{**}	ΔQ^{**}	\longrightarrow (27)

(27)

В зависимости от относительного количества ΔQ^* (или ΔQ^{**}) возможны три варианта. Отметим, что Hu^* (или Hu) может быть равен нулю.

а) $\Delta Q^* > 0$;

ΔQ^* = кварц,

Hu^* = гиперстен \longrightarrow (38)

$$\text{б) } -0,25 \text{ Ну}^* \leq \Delta Q^* < 0:$$

$$\begin{aligned} 3 | \Delta Q^* | &= \text{оливин,} \\ \text{Ну}^* - 4 | \Delta Q^* | &= \text{гиперстен} \end{aligned} \longrightarrow \textcircled{38}$$

$$\text{в) } \Delta Q^* < -0,25 \text{ Ну}^*:$$

$$\begin{aligned} 0,75 \text{ Ну}^* &= \text{оливин,} \\ \Delta Q^* + 0,25 \text{ Ну}^* &= \Delta Q_1 \end{aligned} \longrightarrow \textcircled{28}$$

После образования оливина становится известен окончательный состав клинопироксена, что позволяет определить его тип по схеме, приведенной в шаге (25).

$$\textcircled{28} \quad \text{Вычисляем } k = \text{Or} / (\text{Or} + \text{Ab}); \quad k^* = \text{Or}^* / (\text{Or}^* + \text{Ab}^*);$$

$$q^* = | \Delta Q^* | / (\text{Or}^* + \text{Ab}^*).$$

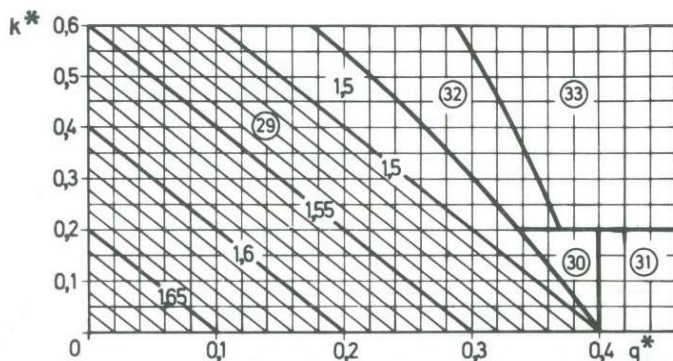
Для определения номера следующего шага различаем три варианта:

$$\text{а) если } k < 0,4,$$

тогда по графику (фиг. 46), подставляя k^* и q^* , получаем номер следующего шага;

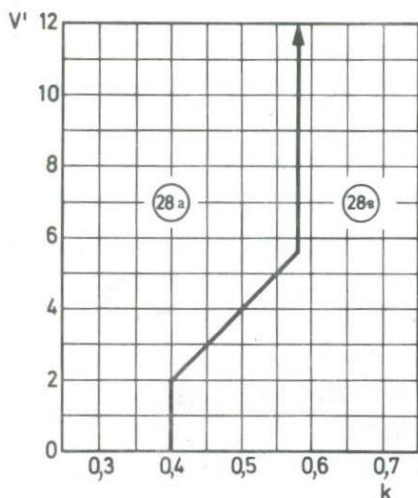
$$\text{б) если } 0,4 \leq k \leq 0,58,$$

тогда вычисляем $v' = (\text{Or} + \text{Ab}) / (\text{Wo} + \text{Hy})$, подставляем значения k и v' в график (фиг. 47), для того чтобы устано-



Фиг. 46. График q^*-k^* в жидких магмах для расчета лейцита и нефелина.

Абсцисса $q^* = | \Delta Q^* | / (\text{Or}^* + \text{Ab}^*)$; ордината $k^* = \text{Or}^* / (\text{Or}^* + \text{Ab}^*)$. Значение q_N определяем как абсциссу точки пересечения прямой с ординатой k^* , параллельной оси абсцисс, с кривой, разделяющей поле 29 и поля 32 и 30 (цифры в кружках).



Фиг. 47. График $k - v'$.
 Абсцисса $k = Or/(Or + Ab)$; ордината $v' = (Or + Ab)/(Wo + Hy)$.

вить, какой вариант [(28) а) или (28) в)] должен быть использован;

в) если $k > 0,58$,

то значения k^* и q^* подставляем в график (фиг. 48).

- (29) Определяем по графику (фиг. 46) значение U , соответствующее $P_{k^*q^*}$, затем вычисляем $X = (1 + U) |\Delta Q_1|$ и обращаемся к схеме

Or^*	Ab^*	ΔQ_1	
$-0,33 k^* X$	$-(1 - 0,33 k^*) X$	$+ \Delta Q_1 $	$U \Delta Q_1 = \text{нефелин}$
Or^{**}	Ab^{**}	—	→ (38)

- (30)
- | $(Or^* + Ab^*)$ | ΔQ_1 | |
|-----------------------|------------------|-------------------------------------|
| $-2,5 \Delta Q_1 $ | $+ \Delta Q_1 $ | $1,5 \Delta Q_1 = \text{нефелин}$ |
| $(Or^{**} + Ab^{**})$ | — | |
- при $Or^{**} = 3,5 k^*(Or^{**} + Ab^{**})$ → (38)

	Or*	Ab*	ΔQ_1	
-Or*	-Ab*	$+0.4(Or^* + Ab^*)$	$0,6 (Or^* + Ab^*)$	= нефелин
—	—	ΔQ_m	→ (39)	

- (32) Определяем по абсциссе на графике фиг. 46 значение q_N , соответствующее k^* , и вычисляем $X = q_N (Or^* + Ab^*)$

	Or*	Ab*	ΔQ_1	
-0,83 $k^* X$	-(2,5 - 0,83 $k^* X$)	+ X	$1,5 X$	= нефелин
-4,55 $ \Delta Q_1^* $	- 0,45 $ \Delta Q_1^* $	+ $ \Delta Q_1^* $	$4 \Delta Q_1^* $	= лейцит
Or**	Ab**	—	→ (38)	

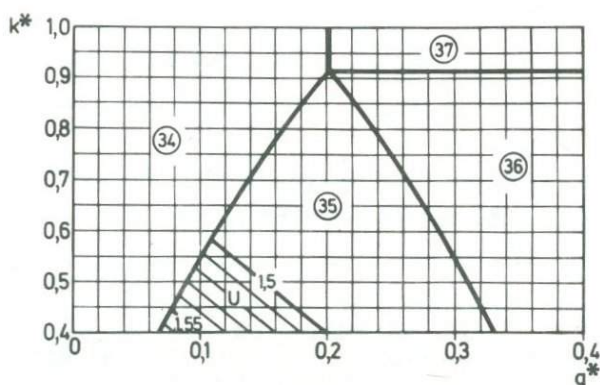
- (33) Определяем по абсциссе на графике фиг. 46 значение q_N , соответствующее k^* , и вычисляем $X = q_N (Or^* + Ab^*)$

	$(Or^* + Ab^*)$	ΔQ_1		
-2,5 X	+ X	$1,5 X$	= нефелин	
-(Or** + Ab**)	+0,2(Or** + Ab**)	$0,8 (Or^{**} + Ab^{**})$	= лейцит	
—	ΔQ_m	→ (39)		

	Or*	Ab*	ΔQ_1	
-4,55 $ \Delta Q_1 $	-0,45 $ \Delta Q_1 $	+ $ \Delta Q_1 $	$4 \Delta Q_1 $	= лейцит
Or**	Ab**	—	→ (38)	

- (35) В соответствии со значением k^* определяем q_L по графику фиг. 48 и вычисляем $X = q_L (Or^* + Ab^*)$

	Or*	Ab*	ΔQ_1	
-4,55 X	-0,45 X	+ X	$4 X$	= лейцит
-0,83 $k^* \Delta Q_1^* $	-(2,5 - 0,83 $k^* \Delta Q_1^* $)	+ $ \Delta Q_1^* $	$U \Delta Q_1^* $	= нефелин
Or**	Ab**	—	→ (38)	



Фиг. 48. График q^*-k^* в вязких магмах для расчета нефелина и лейцита. Абсцисса $q^* = |\Delta Q^*| / (Or^* + Ab^*)$; ордината $k^* = Or^* / (Or^* + Ab^*)$. Значение q_L определяем как абсциссу точки пересечения прямой с ординатой k^* , параллельной оси абсцисс, с кривой, которая разделяет поле 34 и поле 35. Верхний предел $q_L = 0,2$.

- ③⑥ По абсциссе графика фиг. 48 определяем значение q_L соответственно k^* и вычисляем $X = q_L (Or^* + Ab^*)$

$(Or^* + Ab^*)$	ΔQ_1	
$-5 X$	$+ X$	$4 X = \text{лейцит}$
$-(Or^{**} + Ab^{**})$	$+0,4(Or^{**} + Ab^{**})$	$0,6 (Or^{**} + Ab^{**}) = \text{нефелин}$
—	ΔQ_m	→ ③⑨

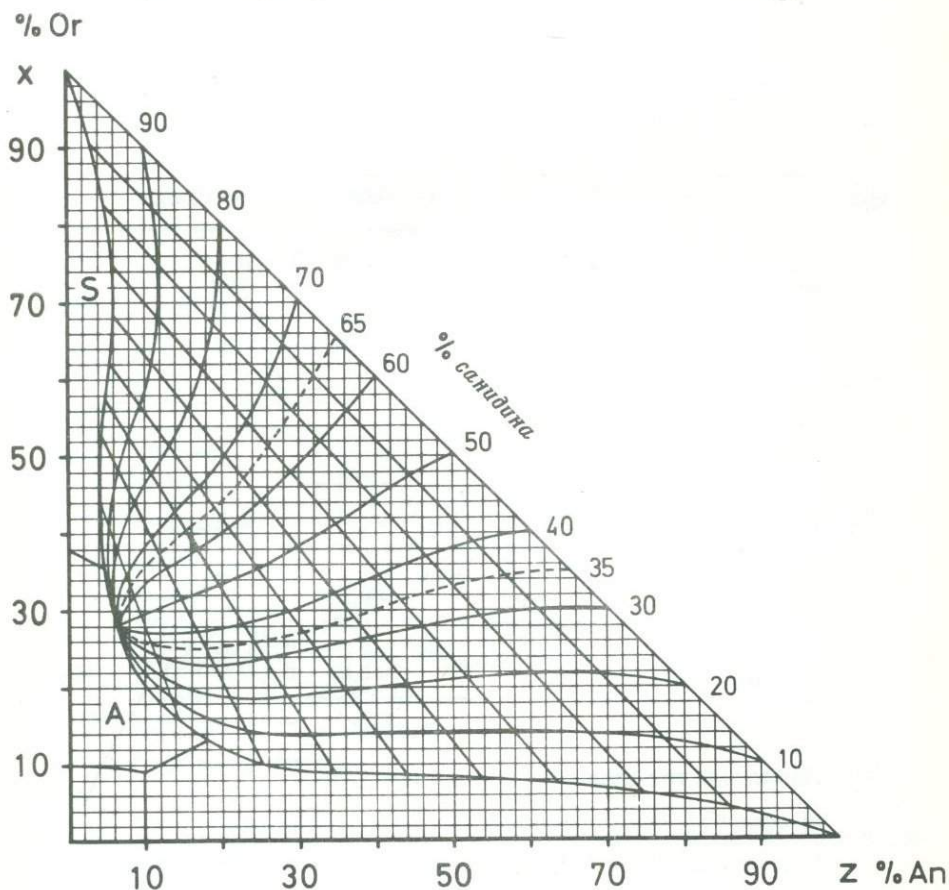
Or^*	Ab^*	ΔQ_1	
$-Or^*$	$-Ab^*$	$+0,2(Or^* + Ab^*)$	$0,8 (Or^* + Ab^*) = \text{лейцит}$
—	—	ΔQ_m	→ ③⑨

- ③⑧ Вычисляем состав "среднего полевого шпата" $Or_x Ab_y An_z$, используя полевошпатовые компоненты Or^* (или Or^{**}), Ab^* (или Ab^{**}) и An^* , оставшиеся после образования клинопироксена, биотита и фельдшпатоидов. Принимаем $Or^* + Ab^* + An^* = Fsp$ (или соответственно $Or^{**} + Ab^{**} + An^* = Fsp^*$) и определяем $x = 100 Or^* / Fsp^*$, $y = 100 Ab^* / Fsp^*$, $z = 100 An^* / Fsp^*$.

Подставляя значения x и z в график фиг. 49, определяем природу и количество полевого шпата (в вес. %, по ключу 6, стр. 160).

- (39) Рассчитываем предварительный клинопироксен (Cpx_0), замещая в уже вычисленном Crx количество Pl' на $Pl'' = 0,5 Pl$ и An' на $(An' + An^*)$. Другую половину Pl , т.е. Pl'' , добавляем к магнетиту (Mt_0).

Преобразуем этот Crx_0 полностью в предварительный мелилит (Mel_0), оливин (Ol_0), герцинит (HZ_0), перовскит (Psk_0) и нефелин (Ne_0). ΣQ_m — максимальное количество кремния, освобождающегося при этом преобразовании —————→ (40)



Фиг. 49. Сосуществующие полевые шпаты чисто вулканической фации. S — санидин; A — анортотлаз.

④0 Различаем три варианта:

а) $Zn > 2,5 \Pi''$ \longrightarrow ④1

б) $An \leq 2,5 \Pi''$ \longrightarrow ④2

в) $An = 0$ (присутствует Ac) \longrightarrow ④3

④1	Π''	$(Or' + Ab')$	An	Wo	Hy'	$-Q'$	= Cpx ₀
$-\Pi''$			-2,5			+1,00	$\Pi'' = Psk_0; 1,5 \Pi' = Hz_0$
			$-An^*$	-0,4		+0,40	Сумма = Mel ₀
-0,45			$-Wo^*$	-0,42		+0,41	
					$-Hy^*$	+0,25	0,75 Hy* = Ol ₀
						+0,40	0,6 (Or' + Ab')* = Ne ₀
						ΣQ_m	\longrightarrow ④4

④2	Π''	$(Or' + Ab')$	An	Wo	Hy'	$-Q'$	= Cpx ₀
			$-An$			+0,40	0,6 An = Hz ₀
$-\Pi''$				-1,0	+1,0		$\Pi'' = Psk_0$
-0,4				$-Wo^*$	-0,42	+0,41	Сумма = Mel ₀
					$-Hy^*$	+0,25	
						+0,40	0,75 Hy* = Ol ₀
							0,6 (Or' + Ab')* = Ne ₀
						ΣQ_m	\longrightarrow ④4

④3	Π''	$(Or' + Ab')$	Ac	Wo	Hy	$-Q'$	= Cpx ₀
$-\Pi''$				-1,0	+1,0		$\Pi'' = Psk_0$
-0,45			$-Ac$	-0,5		+0,25	Сумма = Mel ₀
				$-Wo^*$	-0,42	+0,41	
					$-Hy^*$	+0,25	0,75 Hy* = Ol ₀
						+0,40	0,6 (Or' + Ab')* = Ne ₀
						ΣQ_m	\longrightarrow ④4

④4 Возможны три варианта [k^* , см. шаг (28)]:

а) если $k^* \leq 0,2$, вычисляем $R = |\Delta Q_m| / \Sigma Q_m \longrightarrow$ ④5

б) если $0,2 < k^* < 0,4$, тогда возможны два варианта:

1) $|\Delta Q_m| > 0,25$ лейцита:

0,75 лейцита = кальсилит ($Lc^* = 0$),

вычисляем $R = (|\Delta Q_m| - 0,25 Lc) / \Sigma Q_m \longrightarrow$ ④5

") $|\Delta Q_m| < 0,25$ лейцита:

3 $|\Delta Q_m|$ = кальсилит,

лейцит $-4 |\Delta Q_m|$ = лейцит,

$R = 0$, т.е. мелилит не образуется;

в) $k^* \geq 0,4$,

рассчитываем $R = |\Delta Q_m| / \Sigma Q_m \longrightarrow$ (46)

- (45) Нефелин = $R Ne_0$ + нефелин
 Кальсилит = $0,75$ лейцита
 Клинопироксен = $(1 - R) Crx_0$
 Оливин = $R Ol_0$ + оливин
 Мелилит = $R Mel_0$
 Ульвошпинель = $R Hz_0 + II''$ + магнетит (Mt_0)
 Перовскит = $R Psk$ + перовскит
 Апатит = апатит
 Кальцит = кальцит

Определить объемные проценты минералов по ключу 6.

(46) Различаем два варианта:

а) $R \leq 0,3 \longrightarrow$ (47)

б) $R > 0,3 \longrightarrow$ (48)

- (47) Лейцит = лейцит
 Нефелин = $R Ne_0$ + нефелин
 Клинопироксен = $(1 - R) Crx$
 Оливин = $R Ol_0$ + оливин
 Мелилит = $R Mel_0$
 Ульвошпинель = $R Hz_0 + II''$ + магнетит (Mt_0)
 Перовскит = $R Psk$ + перовскит
 Апатит = апатит
 Кальцит = кальцит
 (далее см. ключ 6).

(48) Вычисляем $X = (R - 0,3) (|\Delta Q_m| + |\Delta Q'|)$, различаем два варианта:

а) $X \leq 0,75$ лейцита, тогда кальсилит = X ;

б) $X > 0,75$ лейцита, тогда кальсилит = $0,75$ лейцита ($Lc^* = 0$).

В обоих случаях $R^* = (|\Delta Q_m| - 0,333 \text{ кальсилита}) / \Sigma Q_m$.

Лейцит = лейцит - 1,333 кальсилита

Кальсилит = X или 0,75 лейцита (см. выше)

Нефелин = $R^* Ne_0$ + нефелин

Клинопироксен = $(1 - R^*) Cpx_0$

Оливин = $R^* Ol_0$ + оливин

Мелилит = $R^* Mel_0$

Ульвошпинель = $R^* Hz_0 + II''$ + магнетит (Mt_0)

Перовскит = $R^* Psk_0$ + перовскит

Апатит = апатит

Кальцит = кальцит

Примечание. R или соответственно R^* может быть больше 1,0.

В этом случае расчет вести, как указано выше, принимая $R = 1$ (или $R^* = 1$). Состав предварительных минералов (Mel_0 , Ol_0 , Psk_0 , H_z_0 , Ne_0) будет окончательным и клинопироксена в остатке не будет.

Количество оставшегося кремния $\Delta Q_r = \Sigma Q_m - \Delta Q_m$.

Возможны два случая:

1. CO_2 определялся и кальцит был рассчитан; тогда компенсируем ΔQ_r следующими преобразованиями:
 - а) если имеется лейцит, то $4 Lc - 1 Q = 3 Ks$;
 - б) если имеется оливин, то $3 Fa - 1 Q = 2 "Mt"$ (преобразование касается только фаялитовой составляющей оливина);
 - в) 10 мелилит ($\overset{\circ}{Ak}$) + 3 $Ol - 1 Q = 12$ монтichelлит.
2. CO_2 не определялся. Оставшееся количество ΔQ_r показывает, что анализ породы не комплектен (далее см. ключ 6).

Ключ 3. Расчет минеральной ассоциации "водных" субвулканических и плутонических фаций

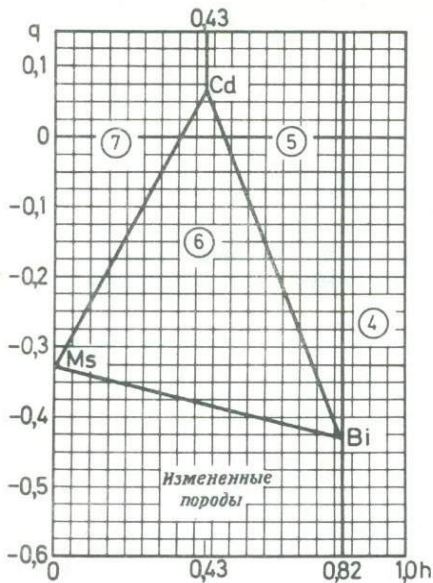
① Возможны три варианта¹⁾:

- | | |
|--|-----|
| а) насыщенная норма содержит Sil | → ② |
| б) насыщенная норма содержит An и Wo | → ⑫ |
| в) насыщенная норма содержит Ac ($\pm Ns$) | → ⑳ |

¹⁾ Если $(Wo + Ny + Ac) > 2 (Or + Ab + An)$, то используем ключ для ультраосновных пород (стр. 160).

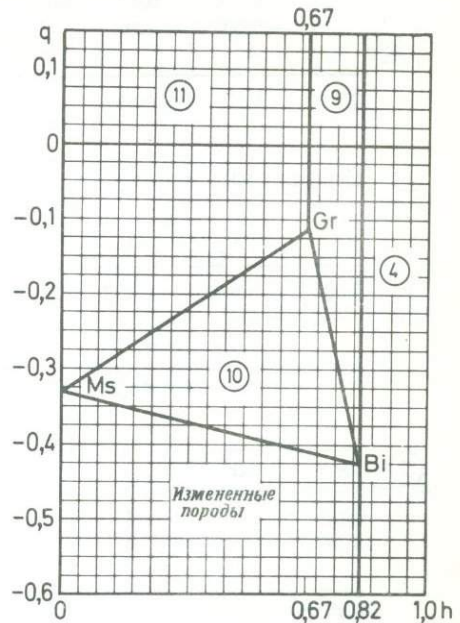
- ② Возможны два случая:
- а) $F_s < 3E_n$ (т.е. $m > 0,25$) \longrightarrow ③
- б) $F_s \geq 3E_n$ (т.е. $m \leq 0,25$) \longrightarrow ⑧
- ③ Вычисляем $h = H_y / (Si_l + H_y)$ и $q = \Delta Q / (Si_l + H_y)$.
Соответственно значениям этих величин по графику на фиг. 50 определяем номер следующего шага. Кроме того, вычисляем $k = Or / (Or + Ab)$.
- ④ Вычисляем $k' = 0,3k + 0,70$ и различаем два варианта:
- а) $H_y \leq 0,9(Or + Ab)$

II	Or	Ab	Sil	H _y	ΔQ	
-0,08	-0,9k'	-0,9(1-k')	-Sil	-H _y	+0,52	Биотит
II*	Or*	Ab*	—	—	ΔQ*	



Фиг. 50. График h - q для ассоциации с кордиеритом.

Абсцисса $h = H_y / (H_y + Si_l)$; ордината $q = \Delta Q / (H_y + Si_l)$.



Фиг. 51. График h - q для ассоциации с гранатом.

Абсцисса $h = H_y / (H_y + Si_l)$; ордината $q = \Delta Q / (H_y + Si_l)$.

если $Q^* \geq 0$, то $\Delta Q^* = \text{кварц}$ —————→ (39)

если $Q^* < 0$, то $\Delta Q^* = Q_1$ —————→ (36)

б) $H_y > 0,9$ (Or + Ab). Вычисляем $X = 1,2$ (Or - 0,1 Ab), равное единице расчёта

П	Or	Ab	Sil	H _y	ΔQ	
-0,08	-0,9k'	-0,9(1-k')	-0,22	-X	+0,25	Биотит
	-0,02	-0,10	-Sil*	-0,75	-0,10	Кордиерит
П*	Or*	Ab*	—	H _y *	ΔQ*	—————→ (24)

(5) Рассчитываем $X = 1,2 H_y - 0,9 \text{ Sil}$ и $k' = 0,3 k + 0,70$

П	Or	Ab	Sil	H _y	ΔQ	
-0,08	-0,9 k'	-0,9 (1 - k')	-0,22	-X	+0,52	Биотит
	-0,03	-0,13	-Sil*	-H _y *	-0,14	Кордиерит
					+ΔQ*	Кварц
П*	Or*	Ab*	—	—	—	—————→ (39)

(6) Вычисляем $X = 0,567 H_y - 0,324 \text{ Sil} - 0,971 \Delta Q$ и $k' = 0,3 k + 0,70$

П	Or	Ab	Sil	H _y	ΔQ	
-0,08	-0,9 k'	-0,9 (1 - k')	-0,22	-X	+0,52	Биотит
	-0,03	-0,13	-1,33	-H _y *	-0,14	Кордиерит
	-1,54	-0,31	-Sil*		+0,33	Мусковит
П*	Or*	Ab*	—	—	—	—————→ (39)

Or	Ab	Sil	H _y	ΔQ	
-0,03	-0,13	-1,33	-H _y	-0,14	Кордиерит
-1,54	-0,31	-Sil*		+0,33	Мусковит
				+ΔQ*	Кварц

Or* Ab* —————→ (39)

(8) Вычисляем $h = H_y / (\text{Sil} + H_y)$ и $q = \Delta Q / (\text{Sil} + H_y)$. Соответственно значениям h и q определяем по графику на фиг. 51 номер следующего шага.

- ⑨ Вычисляем $X = 1,79$ ($Hу - 2 Sil$) и $k' = 0,3 k + 0,70$ и используем следующую схему:

П	Or	Ab	Sil	Hу	ΔQ	
-0,08	-0,9 k'	-0,9 (1 - k')	-0,22 -0,50	-X -Hу*	+0,52 +0,17 + ΔQ^*	Биотит Гранат Кварц
П*	Or*	Ab*	—	—	—	→ ③9

- ⑩ Вычисляем $X = 2,24 | \Delta Q | - 0,75 Sil$ и $k' = 0,3 k + 0,70$, далее расчет по схеме

П	Or	Ab	Sil	Hу	ΔQ	
-0,08	-0,9 k'	-0,9 (1 - k')	-0,22 -0,50	-X -Hу*	+0,52 +0,17 + ΔQ^*	Биотит Гранат Мусковит
	-1,54	-0,31	-Sil*			
П*	Or*	Ab*	—	—	—	→ ③9

- ⑪
- | Or | Ab | Sil | Hу | ΔQ | |
|-------|-------|----------------|-----|----------------------------------|-----------------------------|
| -1,54 | -0,31 | -0,50
-Sil* | -Hу | +0,17
+0,33
+ ΔQ^* | Гранат
Мусковит
Кварц |

Or* Ab* — — — ————— → ③9

- ⑫ Вычисляем $w = Wo/Hу$; возможны три варианта:

- а) $0 < w < 0,5$, вычисляем $X = 2 w II$;
 б) $0,5 \leq w < 1,0$, вычисляем $X = 2 (1 - w) II$.

В обоих случаях (а и б) рассчитываем сфен или меланит по следующим схемам:

) $\Delta Q > -100$

П	Wo	Hу	ΔQ	
-X	-X	+X	-0,5 X	1,5 X = сфен

П* Wo* Hу* ΔQ^* ————— → ①7

") $\Delta Q < -100$ (меланит рассчитывается, только если он реально присутствует в породе, в противном случае рассчитывается, как ранее, сфен):

II	An	Wo	Hу	ΔQ	
-X	-X	-8X	-3X	+2X	11 X = меланит
II*	An*	Wo*	Hу*	ΔQ^*	→ (17)

в) $w > 1,0$ → (13)

(13)

	$(Or + Ab) \geq 2(Wo + Hу)$	$(Or + Ab) < 2(Wo + Hу)$
$Q \geq 0$	шаг (14)	шаг (14)
$Q < 0$	шаг (15)	шаг (16)

(14)

Принимаем $X = 0,5 (Wo + Hу)$ и различаем два варианта:

а) $II > X$

II	Wo	Hу	ΔQ	
-X	-X	+X	-0,5 X	1,5 X = сфен
II*	Wo*	=Hу*	ΔQ^*	→ (17)

б) $II \leq X$

II	Wo	Hу	ΔQ	
-II	-II	+II	-0,5 II	1,5 II = сфен
-	Wo*	=Hу*	ΔQ^*	→ (17)

(15)

Принимаем $X = 0,2 (Wo - Hу)$ и различаем два варианта [меланит рассчитывается, только если он реально присутствует в породе, в противном случае рассчитывается сфен, как в шаге (14)]:

а) $II > X$

II	An	Wo	Hу	ΔQ	
-X	-X	-8X	-3X	+2X	11 X = меланит
II*	An*	Wo*	Hу*	ΔQ^*	→ (17)

б) $\Pi < X$

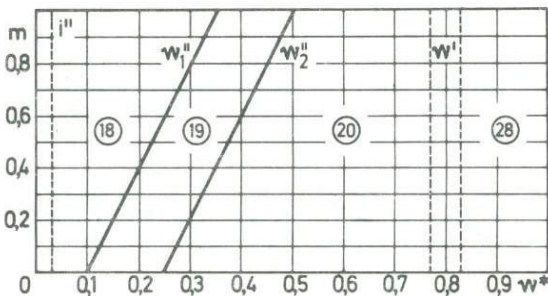
Π	An	Wo	Hу	ΔQ	
$-\Pi$	$-\Pi$	-8Π	-3Π	$+2\Pi$	$11\Pi = \text{меланит}$
—	An*	Wo*	Hу*	ΔQ^*	→ (17)

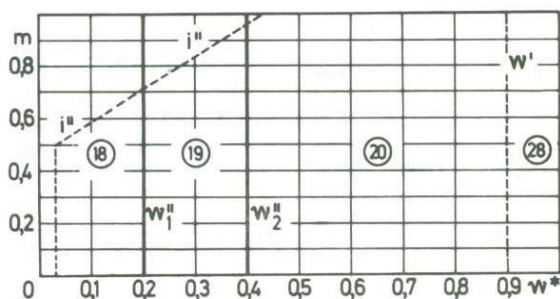
(16) Вычисляем $X = 0,5 (Wo + Hу)$, возможны два варианта:а) $\Pi > X$

Π	Wo	Hу	
$-X$	$-X$	$+X$	$X = \text{перовскит}$
Π^*	Wo*	Hу*	→ (17)

б) $\Pi < X$

Π	Wo	Hу	
$-\Pi$	$-\Pi$	$+\Pi$	$\Pi = \text{перовскит}$
—	Wo*	Hу*	→ (17)

(17) Вычисляем $k = Or / (Or + Ab)$, $w^* = Wo^* / Hу^*$ и $En / Hу^* = m$, различаем два варианта:а) если $\Delta Q \geq 0$, определяем номер следующего шага по графику фиг. 52 соответственно значениям w^* и m ,Фиг. 52. График w^*-m для амфиболов в пересыщенных породах ($\Delta Q > 0$). Абсцисса $w^* = Wo^* / Hу^*$; ордината $m = En / Hу^*$.

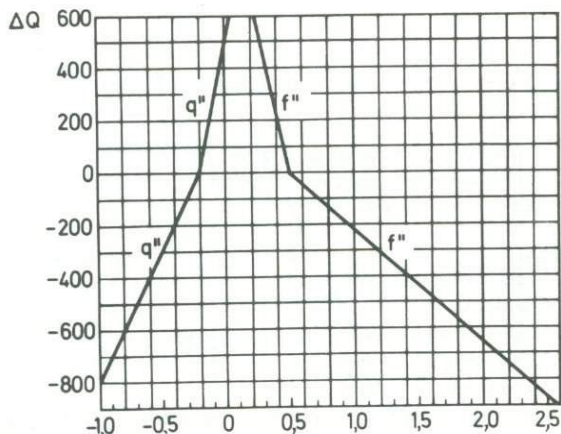


Фиг. 53. График w^*-m для амфиболов в недосыщенных породах ($\Delta Q < 0$). Абсцисса $w^* = W_0/H_y$; ордината $m = E_n/H_y$.

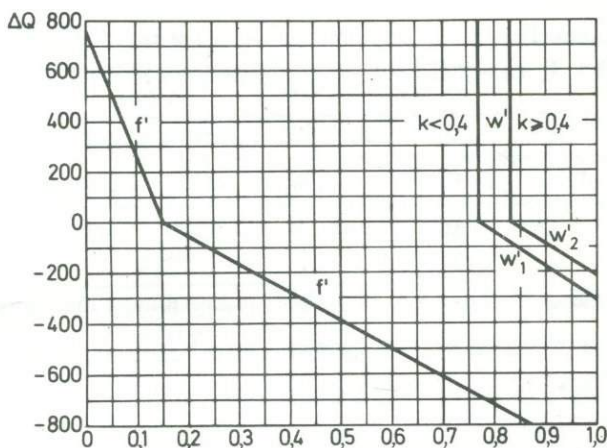
б) если $\Delta Q < 0$, то номер следующего шага определяем по графику фиг. 53.

В обеих номограммах значения w''_1 , w''_2 и i'' определяются абсциссой точек пересечения ординаты m с линией, разделяющей поля.

Соответственно значению ΔQ определяем по графику фиг. 54 значения f'' , q'' и по графику фиг. 55 значения f' , w'_1 (если $k \leq 0,4$) или w'_2 (если $k > 0,4$).



Фиг. 54. График для определения коэффициентов f'' и q'' в амфиболах.



Фиг. 55. График для определения коэффициентов f' и w' (в клинопироксенах и амфиболах).

$$k = Or / (Or + Ab).$$

- ⑮ Рассчитываем $H = 5 W_o$ и $D = f'' H / (Or + Ab + An)$. Если $D > 1$, тогда $-q'' H$ следует разделить на D . Далее по схеме

П	Or	Ab	An	Wo	Hу	ΔQ	
$-i'' \cdot H$	$-D \cdot Or$	$-D \cdot Ab$	$-D \cdot An$	$-W_o$	$-H$	$-q'' \cdot H$	Амфибол ¹⁾
П*	Or*	Ab*	An*	—	Hу*	ΔQ^*	→ ⑳

- ⑰ Вычисляем $D = f'' H_y / (Or + Ab + An)$

П	Or	Ab	An	Wo	Hу	ΔQ	
$-i'' \cdot H_y$	$-D \cdot Or$	$-D \cdot Ab$	$-D \cdot An$	$-W_o$	$-H_y$	$-q'' \cdot H_y$	Амфибол ¹⁾
П*	Or*	Ab*	An*	—	—	ΔQ^*	

а) если $\Delta Q^* > 0$, тогда $\Delta Q^* =$ кварц → ⑳

б) если $\Delta Q^* < 0$, тогда $\Delta Q^* = \Delta Q_1$ → ㉑

¹⁾ Амфиболы, содержащие полевошпатовые компоненты ($D An$), могут быть названы:

роговая обманка, если $f'' \leq 0,75$;

гастингсит, если $f'' > 0,75$ и $i'' \leq 0,1$;

керсутит, если $f'' > 1,00$ и $i'' > 0,1$.

- ⑳ Вычисляем $H = (w' - w^*) \text{Hy}^* / (w' - w''_2)$ и $D = f''H / (\text{Or} + \text{Ab} + \text{An})$.
Если $D > 1$, то $-q''H$ следует разделить на D

П	Or	Ab	An	Wo	Hy	ΔQ	
$-i'' \cdot H$	$-D \cdot \text{Or}$	$-D \cdot \text{Ab}$	$-D \cdot \text{An}$	$-w''_2 \cdot H$	$-H$	$-q'' \cdot H$	Амфибол ¹⁾
П*	Or*	Ab*	An*	Wo*	Hy*	ΔQ^*	→ ⑳

- ㉑ Вычисляем $X = 1,2 (\text{Or}^* - 0,1 \text{Ab}^*)$ и различаем два варианта:

а) $X \geq \text{Hy}^*$, тогда Hy''' (в биотите) = $\text{Hy}^* \longrightarrow$ ㉑

б) $X < \text{Hy}^*$, тогда Hy''' (в биотите) = $X \longrightarrow$ ㉒

- ㉒ Вычисляем $k' = 0,3 k + 0,70$

П*	Or*	Ab*	An*	Wo=0	Hy*	ΔQ^*	
$-0,08$ (max.)	$-0,9 k'$	$-0,9(1 - k')$	$-0,15$	$+0,06$ $- \text{Wo}^{**}$	$-\text{Hy}^*$	$+0,52$	Биотит добавляем к амфиболу
П**	Or**	Ab**	An**			ΔQ^{**}	

а) $\Delta Q^{**} > 0$, тогда ΔQ^{**} = кварц \longrightarrow ㉓

б) $\Delta Q^{**} < 0$, тогда $\Delta Q^{**} = \Delta Q_1 \longrightarrow$ ㉔

- ㉓ Вычисляем $k' = 0,3 k + 0,70$

П*	Or*	Ab*	An*	Wo*=0	Hy*	ΔQ^*	
$-0,08$ (max.)	$-0,9 k'$	$-0,9(1 - k')$	$-0,15$	$+0,06$ $- \text{Wo}^{**}$	$-X$	$+0,52$	Биотит добавляем к амфиболу
П**	Or**	Ab**	An**		Hy**	ΔQ^{**}	→ ㉔

- ㉔ Различаем три варианта:

а) $\Delta Q^{**} > 0$, тогда ΔQ^{**} = кварц и Hy^{**} = гиперстен \rightarrow ㉓

б) $-0,25 \text{Hy}^{**} < \Delta Q^{**} < 0 \longrightarrow$ ㉕

в) $\Delta Q^{**} < -0,25 \text{Hy}^{**} \longrightarrow$ ㉖

¹⁾ См. сноску на стр. 139.

25	Hy**	ΔQ**	
	-4 ΔQ**	+ ΔQ**	
	-Hy***		3 ΔQ** = оливин Hy*** = гиперстен
			→ 39

26	Hy**	ΔQ**	
	-Hy**	+0,25 Hy**	
		ΔQ***	0,75 Hy = оливин = ΔQ ₁
			→ 36

27) Вычисляем $k = Or/(Or + Ab)$ и различаем два варианта, соответственно каждому из них рассчитываем x , y и z :

а) $\Delta Q \geq 0$

б) $\Delta Q < 0$

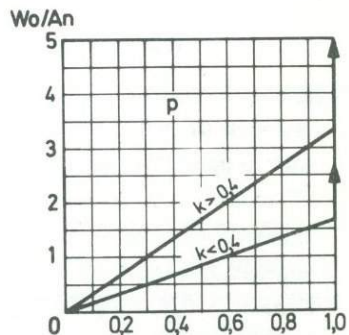
$$\left. \begin{array}{l} x = 0,3 Or \\ y = 1,0 Ab \\ z = 2,0 An \end{array} \right\} \text{сумма} = S$$

$$\left. \begin{array}{l} x = 0,2 Or \\ y = 0,6 Ab \\ z = 2,0 An \end{array} \right\} \text{сумма} = S$$

В обоих случаях проводим следующий расчет. Соответственно значению ΔQ по графику фиг. 55 определяем f' . Вычисляем $D = f' Wo/S$ и $Or' = x D$, $Ab' = y D$ и $An' = z D$ и отметим, что верхний предел $Or' = Or^*$, $Ab' = Ab^*$ и $An' = An^*$.

Количество свободного кремнезема будет равно $Q' = 0,35 (Or' + Ab' + An')$. Далее вычисляем Wo^*/An^* и по этому

Фиг. 56. График для определения коэффициентов p .



значению находим на графике фиг. 56 значение p (соответственно при $k < 0,4$ или $k > 0,4$). Затем расчет ведем по схеме

П*	Or*	Ab*	An*	Wo*	Hу*	ΔQ^*
$-p \cdot \Pi^*$	$-Or'$	$-Ab'$	$-An'$	$-Wo^*$	$-Hy^*$	$+Q'$ Клинопироксен
Π^{**}	Or^{**}	Ab^{**}	An^{**}	—	—	ΔQ^{**}

а) $\Delta Q^{**} \geq 0$, тогда $\Delta Q^{**} = \text{кварц}$ —————→ (39)

б) $\Delta Q < 0$, тогда $\Delta Q^{**} = \Delta Q_1$ —————→ (36)

- (28) Расчеты и графики, используемые здесь, те же, что и в шаге (27); однако начинать в данном случае надо прямо с насыщенной нормы:

П	Or	Ab	An	Wo	Hу	ΔQ
$-p \cdot \Pi$	$-Or'$	$-Ab'$	$-An'$	$-Wo$	$-Hy$	$+Q'$ Клинопироксен
Π^*	Or^*	Ab^*	An^*	—	—	ΔQ^*

а) $\Delta Q^* \geq 0$, тогда $\Delta Q^* = \text{кварц}$ —————→ (39)

б) $\Delta Q^* < 0$, тогда $\Delta Q^* = \Delta Q_1$ —————→ (36)

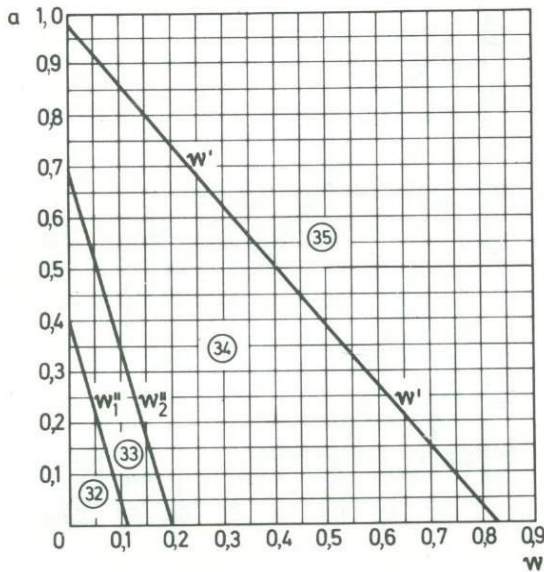
- (29) Вычисляем $a = Ac / (Ac + Hy)$ и $w = Wo / (Ac + Hy)$.
Возможны два варианта:

а) $\Delta Q \geq 0$ —————→ (30)

б) $\Delta Q < 0$ —————→ (31)

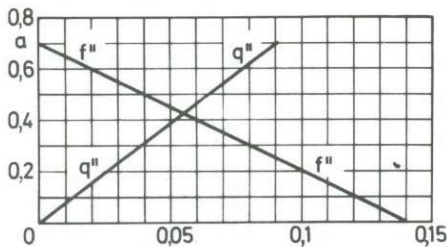
- (30) Номер следующего шага определяем по графику фиг. 57 в зависимости от значений a и w . Если определяемая точка P_{aw} попадает в пределы поля (34), то на абсциссе определяем значения w_2'' и w_1' по точкам пересечения ординаты a с линиями, ограничивающими поле (34). Подставляя значение a в график фиг. 58, определяем значения f'' и q'' на абсциссе.

Если $a > 0,4$, амфибол представлен рибекитом; если $a < 0,4$ — арфведсонитом.



Фиг. 57. График w - a для щелочных амфиболов и эгирин-авгитов в пересыщенных породах ($\Delta Q > 0$).

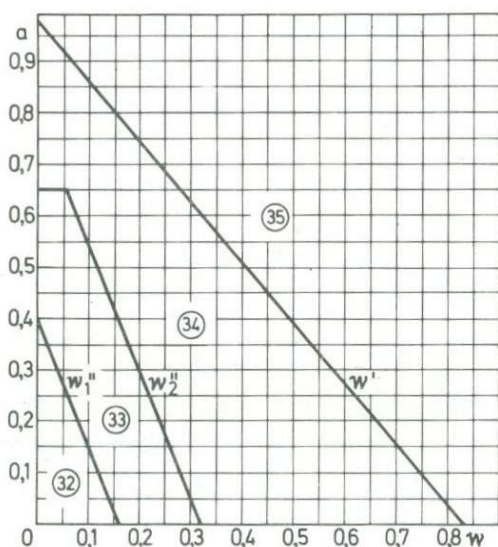
Абсцисса $w = W_0 / (Ac + Hy)$; ордината $a = Ac / (Ac + Hy)$.



Фиг. 58. График для определения коэффициентов f'' и q'' в щелочных амфиболах пересыщенных пород ($\Delta Q > 0$).

Ордината $a = Ac / (Ac + Hy)$.

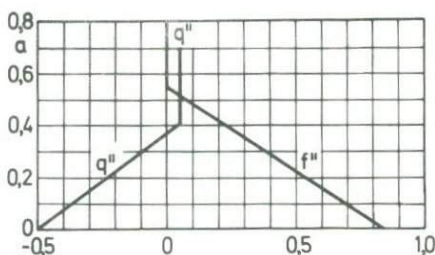
- (31) Номер следующего шага определяем, подставляя значения a и w в график фиг. 59. Если точка попадает в поле (34), то определяем значения w'_2 и w' как абсциссы точек пересечения ординаты a с линиями, ограничивающими поле (34). Если точка попадает в поле (32), тогда определяем таким же образом значение w'_1 .



Ф и г. 59. График $w-a$ для щелочных амфиболов и эгиринов-авгитов в недосыщенных породах ($\Delta Q < 0$).

Абсцисса $w = W_o / (Ac + Hy)$; ордината $a = Ac / (Ac + Hy)$.

Подставляем значение a в график фиг. 60 и определяем значения f'' и q'' , соответствующие пересечениям ординаты a с линиями f'' и q'' . Если $w < 0,15$, амфибол представлен арфведсонитом; если $w > 0,15$ – катафоритом.



Ф и г. 60. График для определения коэффициентов f'' и q'' в щелочных амфиболах недосыщенных пород ($\Delta Q < 0$).

Ордината $a = Ac / (Ac + Hy)$.

- ③② Вычисляем $Hу''$ (в амфиболе) = $5 Wo Ac$; $k = 0,3 k + 0,70$,
 $X = Ac + Hу''$, $D = f'' X / (Or + Ab)$ (предел $D = 1$).
 Далее расчет проводим по следующей схеме:

П	Or	Ab	Ac	Wo	Hу	ΔQ	
$-0,02 \cdot X$	$-D \cdot Or$	$-D \cdot Ab$	$-Ac$	$-Wo$	$-Hу''$	$-q'' \cdot X$	Амфибол ¹⁾
$-0,03$	$-k'$	$-(1-k')$			$-Hу^*$	$+0,52$	Биотит
П*	Or*	Ab*	—	—	—	ΔQ^*	

а) $\Delta Q^* \geq 0$, тогда $\Delta Q^* = \text{кварц}$ —————→ ③⑨

б) $\Delta Q^* < 0$, тогда $\Delta Q^* = \Delta Q_1$ —————→ ③⑥

- ③③ Вычисляем $X = Ac + Hу$ и $D = f'' X / (Or + Ab)$

П	Or	Ab	Ac	Wo	Hу	ΔQ	
$-0,02 \cdot X$	$-D \cdot Or$	$-D \cdot Ab$	$-Ac$	$-Wo$	$-Hу$	$-q \cdot X$	Амфибол ¹⁾
П*	Or*	Ab*	—	—	—	ΔQ^*	

а) $\Delta Q \geq 0$, тогда $\Delta Q^* = \text{кварц}$ —————→ ③⑨

б) $\Delta Q < 0$, тогда $\Delta Q^* = \Delta Q_1$ —————→ ③⑥

- ③④ Вычисляем $X = (w' - u) / (w' - w_2'')$,
 $Y = X (Ac + Hу)$,
 $Z = (Ac^* + Wo^* + Hу^*)$ (см. следующую схему),
 $D = f'' Y / (Or + Ab)$

П	Or	Ab	Ac	Wo	Hу	ΔQ	
$-0,02 \cdot Y$	$-D \cdot Or$	$-D \cdot Ab$	$-X \cdot Ac$	$-w_2'' \cdot Y$	$-X \cdot Hу$	$-q'' \cdot Y$	Амфибол ¹⁾
$-0,015 \cdot Z$	$-0,015 \cdot Z$	$-0,125 \cdot Z$	$-Ac^*$	$-Wo^*$	$-Hу^*$	$+0,05 \cdot Z$	Пироксен
П*	Or*	Ab*	—	—	—	ΔQ^*	

¹⁾Если присутствует Ns , он может (по крайней мере частично) входить в рибекит или арфведсонит. Максимальные количества Ns в этих минералах составляют около 20% рассчитанного количества амфибола (без Ns).

Если $W_o^* > H_y^*$, тогда вычисляем количество сфена в соответствии со следующей схемой, в которой $X = 0,5 (W_o^* - H_y^*)$:

П*	W_o^*	H_y^*	ΔQ^*	
-X	-X	+X	-0,5 X	1,5 X = сфен
П**	W_o^{**}	H_y^{**}	ΔQ^{**}	

Различаем два варианта:

- а) $\Delta Q^*(*) \geq 0$, тогда $\Delta Q^*(*) = \text{кварц}$ —————→ (39)
 б) $\Delta Q^*(*) < 0$, тогда $\Delta Q^*(*) = \Delta Q_1$ —————→ (36)

(35) Вычисляем $X = A_c + W_o + H_y$

П	Or	Ab	Ac	W _o	H _y	ΔQ	
-0,015 · X	-0,015 · X	-0,125 · X	-Ac	-W _o	-H _y	+0,05 · X	Клинопироксен
П*	Or*	Ab*	—	—	—	ΔQ^*	

Если $W_o > H_y$, тогда рассчитываем количество сфена по следующей схеме, в которой $X = 0,5 (W_o - H_y)$:

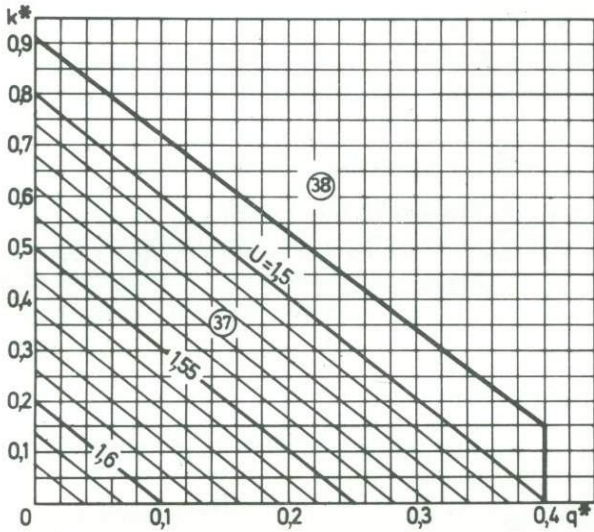
П*	W _o	H _y	ΔQ^*	
-X	-X	+X	-0,5 X	1,5 X = сфен
П**	W _o **	H _y **	ΔQ^{**}	

Возможны два варианта:

- а) $\Delta Q^*(*) \geq 0$, тогда $\Delta Q^*(*) = \text{кварц}$ —————→ (39)
 б) $\Delta Q^*(*) < 0$, тогда $\Delta Q^*(*) = \Delta Q_1$ —————→ (36)

Примечание. Если присутствуют Hl, Ah или Th, тогда вычисляем минералы содалитовой группы в соответствии с ключом 2, шаг (26).

(36) Вычисляем $k^* = Or^*/(Or^* + Ab^*)$ и $q^* = |\Delta Q_1| / (Or^* + Ab^*)$. Определяем номер следующего шага по графику фиг. 61 в соответствии со значениями k^* и q^* . Если определяемая точка попадает в пределы поля 37, значение U следует определить интерполяцией вдоль диагональных линий, нижний предел $U = 1,50$.



Фиг. 61. График q^*-k^* для расчета нефелина.

Абсцисса $q^* = |\Delta Q_1| / (Or^* + Ab^*)$; ордината $k^* = Or^* / (Or^* + Ab^*)$.

(37) Вычисляем $X = (1 + U) |\Delta Q_1|$. Возможны два варианта:

а) $k^* \leq 0,45$

Or^*	Ab^*	ΔQ_1	
$-0,33 k^* \cdot X$	$-(1 - 0,33 k^*) \cdot X$	$+ \Delta Q_1 $	Нефелин
Or^{**}	Ab^{**}	—	→ (39)

б) $k^* > 0,45$

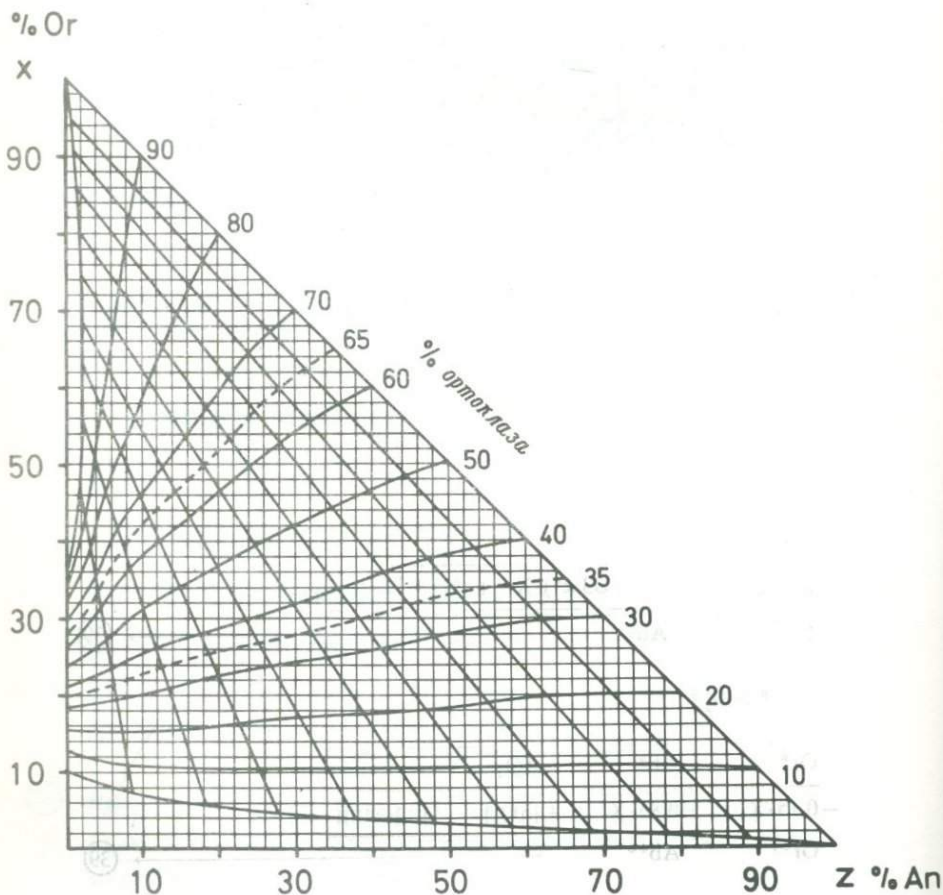
Or^*	Ab^*	ΔQ_1	
$-0,15 \cdot X$	$-0,85 \cdot X$	$+ \Delta Q_1 $	Нефелин
Or^{**}	Ab^{**}	—	→ (39)

(38) Вычисляем $X = 1,2 (Ab - 0,1 Or)$

Or*	Ab*	ΔQ_1	
$-0,15 \cdot X$	$-0,85 \cdot X$	$+0,4 \cdot X$	Нефелин
Or**	Ab**	ΔQ_2	

(39)

(39) Рассчитываем средний полевой шпат $Or_x Ab_y An_z$, основываясь на количествах Or*, Ab* и An* (или Or**, Ab** и An**), по правилу, данному в шаге (38), ключ 2.



Фиг. 62. Сосуществующие полевые шпаты в чисто плутонических фациях.

Подставляем значения $x(\text{Or})$ и $z(\text{An})$ в график фиг. 62 для определения природы полевого шпата или двух сосуществующих полевых шпатов, ортоклаза и плагиоклаза, и их относительных количеств.

ΔQ_2 не может быть компенсировано дальнейшей десиликацией силикатных минералов и должно быть возмещено CO_2 . Однако, поскольку карбонатиты обычно не содержат амфиболов, лучше рассчитывать минеральную ассоциацию вулканических фаций, используя для этого ключ для карбонатитов. Далее обращаемся к ключу 6 (стр. 160).

Ключ 4. Расчет минеральных ассоциаций "сухих" субвулканических и плутонических фаций

① Возможны три варианта¹⁾:

- а) насыщенная норма содержит Sil \longrightarrow ②
 б) насыщенная норма содержит An и Wo \longrightarrow ⑨
 в) насыщенная норма содержит Ac \longrightarrow ⑮

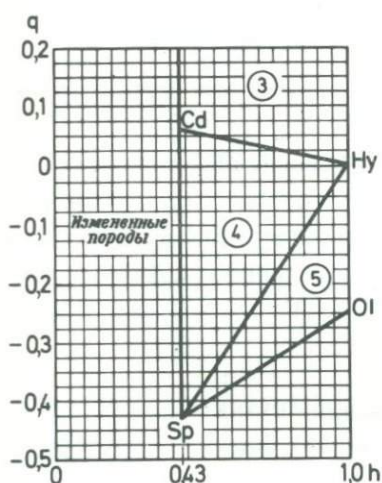
② Вычисляем $h = \text{Hy}/(\text{Sil} + \text{Hy})$ и $q = \Delta Q/(\text{Sil} + \text{Hy})$.

Различаем два варианта:

- а) $F_s < 3 E_n$; номер следующего шага определяем по графику фиг. 63 по значениям h и q .
 б) $F_s \geq 3 E_n$; номер следующего шага определяем по графику фиг. 64 по значениям h и q .

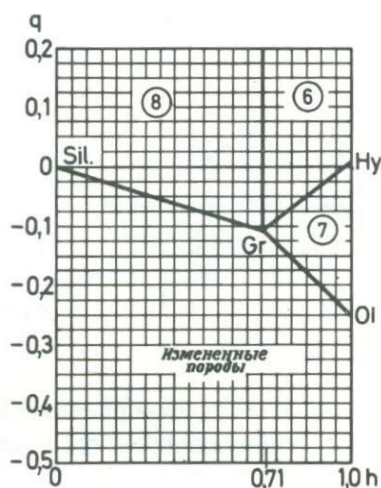
③ Or	Ab	Sil	Hy	ΔQ	
-0,02	-0,10	- Sil	-0,75 - Hy*	-0,10	Сумма = кордиерит Hy* = гиперстен - ΔQ^* ΔQ^* = кварц
Or*	Ab*	—	—	—	\longrightarrow ⑰

¹⁾ Если $(\text{Wo} + \text{Hy} + \text{Ac}) > 2(\text{Or} + \text{Ab} + \text{An})$, тогда применяем ключ для ультраосновных пород (стр. 215).



Фиг. 63. График h - q для ассоциаций с кордиеритом.

Абсцисса $h = Hy / (Hy + Sil)$; ордината $q = Q / (Hy + Sil)$.



Фиг. 64. График h - q для ассоциаций с гранатом.

Абсцисса $h = Hy / (Hy + Sil)$; ордината $q = Q / (Hy + Sil)$.

④ Вычисляем $X = 1,23 \Delta Q + 0,88 Sil$

Or	Ab	Sil	Hy	ΔQ	
-0,02	-0,10	-X	-0,75	-0,10	Сумма = кордиерит
		-Sil*	-0,75	+0,71	Сумма = шпинель
			-Hy		Hy* = гиперстен
Or*	Ab*	—	—	—	→ ①9

⑤

Sil	Hy	ΔQ	
-Sil	-0,75	+0,71	Сумма = шпинель
	-4 ΔQ^*	+ ΔQ^*	3 ΔQ^* = оливин
	-Hy*		Hy* = гиперстен

→ ①9

⑥

Sil	Hy	ΔQ	
-Sil	-2,00	+0,33	Сумма = гранат
	-Hy*		Hy* = гиперстен
		- ΔQ^*	ΔQ^* = кварц

→ ①9

7	Sil	Hy	ΔQ	
-Sil	-2,00		+0,33	Сумма = гранат 3 ΔQ^* = оливин Hy* = гиперстен
	-4 ΔQ^*		+ ΔQ^*	
-Hy				
-	-	-	-	→ 19

8	Sil	Hy	ΔQ	
-0,5		-Hy	+0,17	Сумма = гранат Sil* = силлиманит ΔQ^* = кварц
-Sil*			- ΔQ^*	
-	-	-	-	→ 19

9) Определяем номер следующего шага согласно схеме:

		$(Or + Ab) \geq 2(Wo + Hy)$	$(Or + Ab) < 2(Wo + Hy)$
Wo > Hy	$Q > -100$	шаг 10	
	$Q \leq -100$	шаг 11	шаг 12
Wo \leq Hy	$Q \geq 0$	шаг 13	

10) Вычисляем $X = 0,5 (Wo - Hy)$ и различаем два варианта:

а) $\Pi > X$

Π	Wo	Hy	ΔQ	
-X	-X	+X	-0,5 X	1,5 X = сфен
Π^*	$Wo^* = Hy^*$		ΔQ^*	
-	-	-	-	→ 13

б) $\Pi \leq X$

Π	Wo	Hy	ΔQ	
- Π	- Π	+ Π	-0,5 Π	1,5 Π = сфен
-	$Wo^* = Hy^*$		ΔQ^*	
-	-	-	-	→ 13

- ⑪ Вычисляем $X = 0,2 (W_o - H_y)$. Возможны два варианта:

а) $\Pi > X$

Π	An	Wo	H _y	ΔQ	
-X	-X	-8X	-3X	+2X	$\Pi X = \text{меланит}$
Π^*	An*	Wo* = H _y *		ΔQ^*	→ ⑬

б) $\Pi \leq X$

Π	An	Wo	H _y	ΔQ	
- Π	- Π	-8 Π	-3 Π	+2 Π	$\Pi \Pi = \text{меланит}$
-	An*	Wo* = H _y *		ΔQ^*	→ ⑬

- ⑫ Вычисляем $X = 0,5 (W_o - H_y)$. Возможны два варианта:

а) $\Pi > X$

Π	Wo	H _y	
-X	-X	+X	X = перовскит
Π^*	Wo*	H _y *	→ ⑬

б) $\Pi \leq X$

Π	Wo	H _y	
- Π	- Π	+ Π	$\Pi = \text{перовскит}$
-	Wo*	H _y *	→ ⑬

- ⑬ Подставляем значение ΔQ в график фиг. 43 и определяем F' :
 если $\Delta Q > 0$, тогда $F' = 0,2 (1 - \Delta Q \cdot 10^{-3})$;
 если $\Delta Q < 0$, тогда $F' = 0,2 - \Delta Q \cdot 10^{-3}$.

Рассчитываем $F' W_o = F' sp'$, максимальное количество полевошпатового компонента, входящего в клинопироксен (Cpx). Определяем относительные количества Or' , Ab' , An' в соответствии со следующими схемами:

$\Delta Q \geq 0$	$\Delta Q < 0$
0,3 Or = x	0,2 Or = x
1,0 Ab = y	0,6 Ab = y
2,0 An = z	2,0 An = z
$x + y + z = S$	$x + y + z = S$

В обоих случаях далее поступаем следующим образом: вычисляем $D = F' \text{ Wo}/S$, $\text{Or}' = xD$, $\text{Ab}' = yD$ и $\text{An}' = zD$ (верхний предел $\text{Or}' = \text{Or}$, $\text{Ab}' = \text{Ab}$, $\text{An}' = \text{An}$).

Освобождающийся кремнезем: $Q' = 0,35(\text{Or}' + \text{Ab}' + \text{An}')$.

Рассчитываем $k = \text{Or}'/(\text{Or}' + \text{Ab}')$ и значение Wo/An .

Подставляем эти величины в график фиг. 56 и определяем p на абсциссе для $k < 0,4$ или $k > 0,4$. Тогда $\text{II}' = p \text{ II}$ (верхний предел $p = 1$). Подставляем значение ΔQ в график фиг. 44 и определяем значение n на абсциссе (с учетом величины k). $\text{Hy}' = n \text{ Wo}$ или, если $\text{Hy} < n \text{ Wo}$, $\text{Hy}' = \text{Hy}$. В последнем случае Hy^* не будет. Компоненты клинопироксена подставляем в следующую схему:

II	Or	Ab	An	Wo	Hy	ΔQ	
-II'	-Or'	-Ab'	-An'	-Wo	-Hy'	+Q'	Сумма = предварительный C_{px}

II*	Or*	Ab*	An*	—	Hy*	ΔQ^*	—————→ (14)
-----	-----	-----	-----	---	-----	--------------	-------------

(14) В зависимости от относительных количеств ΔQ^* (или ΔQ^{**}) возможны три варианта. Hy^* (или Hy) может быть равен нулю:

а) $\Delta Q^* > 0$:

$\Delta Q^* =$ кварц,

$\text{Hy}^* =$ гиперстен —————→ (19)

б) $-0,25 \text{ Hy}^* \leq \Delta Q^* < 0$:

$3|\Delta Q^*| =$ оливин,

$\text{Hy}^* - 4|\Delta Q^*| =$ гиперстен —————→ (19)

в) $\Delta Q^* < -0,25 \text{ Hy}^*$:

$0,75 \text{ Hy}^* =$ оливин,

$\Delta Q^* + 0,25 \text{ Hy}^* = \Delta Q_1$ —————→ (16)

После образования оливина становится известен окончательный состав клинопироксена, что позволяет определить его тип по следующей схеме: вычисляем $c' = (Wo + 0,4 An') / Hy'$ и пересчитываем Hy' на Fs и $En = 2 Mg$

c'	$En > Fs$	$En < Fs$
$> 0,9$	Диопсид	Геденбергит
$0,5-0,9$	Авгит	Ферроавгит
$0,3-0,5$	Субкальциевый авгит	Субкальциевый ферроавгит
$0,1-0,3$	Пижонит	Ферропижонит

Авгиты и диопсид-авгиты ($c' > 0,5$), содержащие в норме более чем 4% Il , называются титан-авгитами.

Отметим, что отношение En/Fs возрастает с увеличением окисления. Приведенное выше подразделение рассчитанных клинопироксенов основано на степени окисления, получаемой при расчете стандартного магнетита (Mt_0).

⑮ Примем $M = (Ac + Wo + Hy \text{ или } Hy^*)$ и вычислим

$$Il' = 0,015 M \text{ (верхний предел } Il' = Il);$$

$$Or' = 0,015 M; Ab' = 0,125 M; Q' = 0,050 M.$$

Подставляем эти значения в следующую схему:

Il	Or	Ab	Ac	Wo	Hy	ΔQ	
$-Il'$	$-Or'$	$-Ab'$	$-Ac$	$-Wo$	$-Hy$	$+Q'$	Сумма=клинопироксен
Il^*	Or^*	Ab^*	—	—	—	ΔQ^*	→ ⑮

а) $\Delta Q^* \geq 0$, тогда $\Delta Q^* = \text{кварц}$ → ⑮

б) $\Delta Q^* < 0$, тогда $\Delta Q^* = Q_1$ → ⑮

Вычисляем $a = Ac/M$ и выделяем следующие типы щелочных клинопироксенов:

$$a \geq 0,70 = \text{эгирин,}$$

$$0,70 > a > 0,15 = \text{эгирин} = \text{авгит,}$$

$$0,15 \geq a > 0 = \text{натровый авгит.}$$

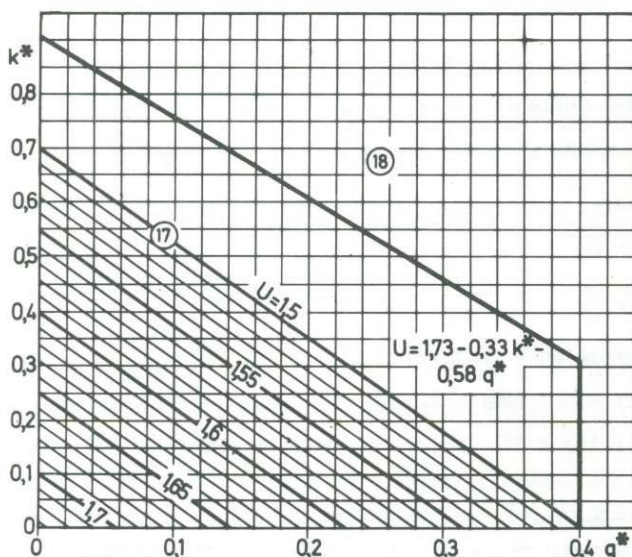
- ⑬ Вычисляем $k^* = Or^*/(Or^* + Ab^*)$ и $q^* = |\Delta Q_1| / (Or^* + Ab^*)$.
 Определяем номер следующего шага, подставляя значения k^* и q^* в график фиг. 65. В поле ⑭ определяем также значение U .

- ⑭ Вычисляем $X = (1 + U) |\Delta Q_1|$

Or*	Ab*	ΔQ_1	
$-0,33 k^* \cdot X$	$-(1 - 0,33 k^*) \cdot X$	$+ \Delta Q_1 $	$U \Delta Q_1 = \text{нефелин}$
Or**	Ab**	—	→ ⑮

- ⑮ Вычисляем $X = 1,2 (Ab^* - 0,1 Or^*)$

Or*	Ab*	ΔQ_1	
$-0,30 X$	$-0,70 X$	$+0,40 X$	$0,6 X = \text{нефелин}$
Or**	Ab**	ΔQ_2	→ ⑯



Фиг. 65. График q^*-k^* для расчета нефелина.

Абсцисса $q = |\Delta Q_1| / (Or^* + Ab^*)$; ордината $k = Or^*/(Or^* + Ab^*)$. Нефелин может содержать до 8% Al_2O_3 -компонента.

Примечание. ΔQ_2 можно компенсировать образованием некоторого количества кальсилита ($5\text{Or} - 2\text{Q} = 3\text{Ks}$) или карбонатов (см. ключ 5), а выбор способа компенсации определяется модальным составом породы.

- ①9 Вычисляем "средний полевой шпат" $\text{Or}_x\text{Ab}_y\text{An}_z$, основываясь на полевошпатовых компонентах Or^* (соответственно Or^{**}), Ab^* (соответственно Ab^{**}) и An^* , оставшихся после образования клинопироксена, биотита и фельдшпатоидов. Обозначим $\text{Or}^* + \text{Ab}^* + \text{An}^* = \text{Fsp}^*$ (или $\text{Or}^{**} + \text{Ab}^{**} + \text{An}^* = \text{Fsp}^*$) и определяем

$$\begin{aligned} x &= 100 \text{Or}^*/\text{Fsp}^* \\ y &= 100 \text{Ab}^*/\text{Fsp}^* \\ z &= 100 \text{An}^*/\text{Fsp}^* \end{aligned} \longrightarrow \textcircled{20}$$

В соответствии со значениями x и z определяем природу полевых шпатов и их количества (фиг. 49). Далее обращаемся к ключу 6.

Ключ 5. Приблизительный расчет карбонатитов¹⁾

- ① Возможны два варианта:
- а) насыщенная норма содержит An и Wo \longrightarrow ②
- б) насыщенная норма содержит Ac \longrightarrow ⑦
- ② Возможны два варианта:
- а) $\text{Wo} > \text{Hy}$ \longrightarrow ③
- б) $\text{Wo} \leq \text{Hy}$ \longrightarrow ⑥
- ③ Возможны два варианта:
- а) $(\text{Or} + \text{Ab}) \geq (\text{Wo} + \text{Hy})$ \longrightarrow ④
- б) $(\text{Or} + \text{Ab}) < (\text{Wo} + \text{Hy})$ \longrightarrow ⑤

¹⁾ Применять только в том случае, если при расчете ключа 2 был сформирован мелилит.

- ④ Вычисляем $X = 0,2 (W_o - H_y)$ и различаем два варианта:

а) $\Pi > X$

Π	An	Wo	Hу	ΔQ	
-X	-X	-8X	-3X	+2X	$\Pi X = \text{меланит}$
Π^*	An*	Wo*	Hу*	ΔQ^*	→ ⑥

б) $\Pi \leq X$

Π	An	Wo	Hу	ΔQ	
- Π	- Π	-8 Π	-3 Π	+2 Π	$\Pi \Pi = \text{меланит}$
-	An*	Wo*	Hу*	ΔQ^*	→ ⑥

- ⑤ Вычисляем $X = 0,5 (W_o - H_y)$ и различаем два варианта:

а) $\Pi > X$

Π	Wo	Hу	
-X	-X	+X	$X = \text{перовскит}$
Π^*	Wo*	= Hу*	→ ⑥

б) $\Pi \leq X$

Π	Wo	Hу	
- Π	- Π	+ Π	$\Pi = \text{перовскит}$
-	Wo*	= Hу*	→ ⑥

- ⑥ Вычисляем $x = 0,2 Or$, $y = 0,6 Ab$ и $z = 2 An$. Подставляем значение ΔQ в график фиг. 43 и определяем значение Fe' . Рассчитываем $D = F' Wo / (x + y + z)$ и определяем $Or' = Dx$; $Ab' = Dy$; $An' = Dz$; $Q' = 0,35 (Or' + Ab' + An')$. Верхний предел $Or' = Or$, $Ab' = Ab$ и $An' = An$. Затем вычисляем $w = Wo / Hу$ и определяем $\Pi' = w\Pi$ (верхний предел = Π).

П	Or	Ab	An	Wo	Hy	ΔQ	
-II'	-Or'	-Ab'	-An'	-Wo	-Wo	+Q'	Сумма = Cpx_0
II*	Or*	Ab*	An*	—	Hy*	ΔQ^*	—————→ (8)

- (7) Вычисляем $X = (Ac + Wo + Hy)$ и определяем
 $Or' = 0,015 X$; $Ab' = 0,125 X$; $II' = 0,015 X$; $Q' = 0,05 X$

П	Or	Ab	Ac	Wo	Hy	ΔQ	
-II'	-Or'	-Ab'	-Ac	-Wo	-Hy	+Q'	Сумма = Cpx_0
II*	Or*	Ab*	—	—	—	ΔQ_1	—————→ (10)

- (8) Варианты: а) Hy^* остался в избытке —————→ (9)
 б) $Hy^* = 0$ —————→ (10)

- (9) Вычисляем $k = Or/(Or + Ab)$; $k' = 0,3k + 0,70$ и различаем
 а) $Or^* \geq 1,2 Hy^*$

II*	Or*	Ab*	Hy*	ΔQ^*	
-0,08	-0,9 k'	-0,9 (1 - k')	-Hy*	+0,52	Сумма = биотит
II**	Or**	Ab**	—	ΔQ_1	—————→ (10)

- б) $Or^* < 1,2 Hy^*$

II*	Or*	Ab*	Hy*	ΔQ^*	
-0,07	-0,8 Or*	-0,17	-1,18 -Hy**	+0,61 +0,25	Сумма = биотит 0,75 Hy** = оливин
II**	Or**	Ab**	—	ΔQ_1	—————→ (10)

Примечание. II распределяется пропорционально между клинопи-
 роксеном и биотитом.

- (10) Вычисляем $X = 1,2 (Ab^* - 0,1 Or^*)$

Or*	Ab*	An*	ΔQ_1	
-0,15 X	-0,85 X		+0,40 X	0,6 X = нефелин
Or**	Ab**	An*	ΔQ_c	—————→ (11)

- (11) По оставшимся полевошпатовым компонентам рассчитываем "средний полево шпат" $Or_x Ab_y An_z$.
Подставляем значения x и z в график фиг. 62 и определяем природу и количество полевошпатовых составляющих (ортоклаз \pm плагиоклаз).
Заметим, что ΔQ_c остается без изменения \longrightarrow (12)
- (12) Преобразуем клинопироксен полностью в "предварительные" силикаты и карбонаты в соответствии с двумя возможными вариантами:
а) клинопироксен содержит An' \longrightarrow (13)
б) клинопироксен содержит Ac \longrightarrow (14)
- (13) Предварительный клинопироксен $Cpx_0 = Pl' + Or' + Ab' + An + Wo + Hy' - Q'$
Предварительный ильменит $Il_0 = Il^*$
Предварительный ортоклаз $Ort_0 = 1,2 Or'$
Предварительный нефелин $Ne_0 = 0,6 (Ab' - 0,20 Or')$
Предварительная шпинель $Sp_0 = 0,6 An'$
Предварительный карбонат $Carb_0 = Wo + Hy'$
 $\Sigma Q_c = 0,5 Carb_0 + 0,667 (Ne_0 + Sp_0) - Q' \longrightarrow$ (15)
- (14) Предварительный клинопироксен $Cpx_0 = Pl' + Or' + Ab' + Wo + Hy' - Q'$
Предварительный ильменит $Il_0 = Il^*$
Предварительный ортоклаз $Ort_0 = 1,2 Or'$
Предварительный нефелин $Ne_0 = 0,6 (Ab' - 0,20 Or')$
Предварительный карбонат $Carb_0 = Wo + Hy'$
 $\Sigma Q_c = 0,5 Carb_0 + 0,667 Ne_0 - Q' \longrightarrow$ (15)
- (15) Вычисляем $R = |\Delta Q_c| / \Sigma Q_c$ и окончательные минералы:
Ортоклаз = ортоклаз + $R Ort_0$
Плагиоклаз = плагиоклаз (часто отсутствует)
Нефелин = нефелин + $R Ne_0$
Авгит = $(1 - R) Cpx_0 + R Ac$
Биотит = биотит

Меланит	= меланит (обычно отсутствует)
Перовскит	= перовскит (обычно отсутствует)
Ульвошпинель и т.д.	= магнетит + R (Pb ₀ + Sp ₀)
Апатит	= апатит
Карбонаты	= кальцит + R Carb ₀
Оливин	= оливин

Примечание. Кроме этих, собственно магматических минералов большинство карбонатитов содержит вторичные минералы пневматолитового или гидротермального происхождения, такие, как канкринит, сульфиды, минералы редких элементов (дизаналит и т. д.) или цеолиты, вторичные карбонаты и т. д. Далее обращаемся к ключу 6.

Ключ 6. Определение состава (в об. %) и названия породы

Для того чтобы выразить состав минеральной ассоциации в объемных процентах, умножаем вычисленные атомные количества каждого минерала на следующие коэффициенты:

Амфиболы	1,03	Магнетит	0,91
Анортотлаз	1,25	Мариалит	1,19
Апатит	1,14	Меланит	0,99
Биотит	1,10	Мелилит	1,12
Брейнерит	1,23	Мусковит	1,20
Кальцит	1,11	Нефелин	1,08
Канкринит	1,17	Нозеан	1,28
Клинопироксен	1,00	Оливин	0,88
Кордиерит	1,22	Перовскит	1,02
Корунд	0,77	Плагиоклазы	1,21
Коссирит	0,96	Пирит	1,42
Файялит	0,88	Пироксены	1,00
Гранат	0,86	Кварц	1,36
Гаюин	1,28	Санидин, ортоклаз	1,28
Герцинит	0,91	Скаполиты	1,24
Гиперстен	1,00	Силлиманит	1,00
Ильменит	0,93	Содалит	1,28
Кальсилит	1,17	Сфен (титанит)	1,12
Кианит	0,90	Шпинель	0,91
Лейцит	1,33	Циркон	1,22

Сумма объемных эквивалентов, полученных таким образом, приравнивается к 100%. Объемные проценты отдельных минералов вычисляются с точностью до десятых.

В результате этих расчетов мы получаем *стабильные минеральные ассоциации* различных фаций, которые близки к модальному составу породы. Модальный состав пород смешанных фаций может быть получен интерполированием (см. стр. 107).

Определение названия породы. Для того чтобы установить, в какое поле двоянного треугольника попадает рассматриваемая порода, вводим следующие обозначения:

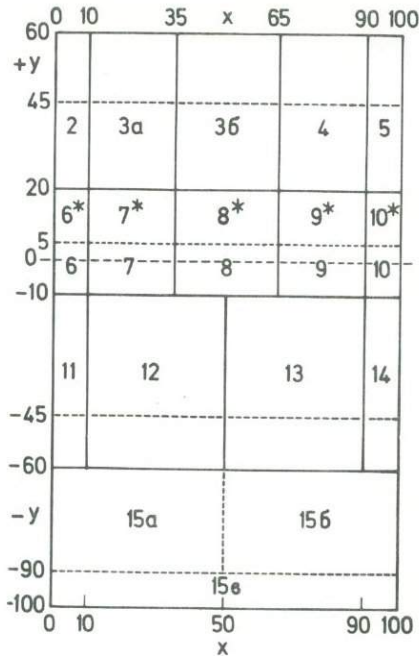
Q_0 = кварц, об. %;

A_0 = санидин + анортотлаз (или ортоклаз), об. %;

P_0 = плагиоклаз (включая альбит до An_5), об. %;

F_0 = нефелин + лейцит + содалит (или группа содалита), об. %;

CI — цветовой индекс = сумма фемических минералов и акцессориев.



Ф и г. 66. График определения поля породы по системе Штрекейзена.

Если $CI \geq 90$, то порода попадает в поле 16; если $CI < 90$, то вычисляем следующие координаты:

$$\begin{aligned}x &= 100 P_0 / (A_0 + P_0), \\+y &= 100 Q_0 / (Q_0 + A_0 + P_0), \\-y &= 100 F_0 / (F_0 + A_0 + P_0).\end{aligned}$$

Подставляем значения x и $\pm y$ в график фиг. 66 и определяем номер поля, в которое попадает проектируемая точка P_{xy} .

Названия вулканических пород по классификации, предложенной Штрекейзенем, приведены в табл. 19, а plutонических пород — в табл. 20.

Следует особо подчеркнуть, что гетероморфные вулканические и plutонические породы могут попасть в разные поля (см. стр. 89). Для того чтобы дать наименование типу магмы, следует использовать названия вулканических, а не соответствующих им plutонических пород.

Т а б л и ц а 19

Классификация вулканических пород
(видоизмененная классификация Штрекейзена [58, 60])

Если цветовой индекс (CI) меньше, чем указано, употребляется приставка *лейко-*, если больше — приставка *мела-*.

Номер поля	Название семейства	Цветовой индекс (CI)	Разновидности пород, примечания
2	Щелочной (полевошпатовый) риолит	0 — 10	Натровый риолит, если порода содержит богатые натрием минералы (Na-санидин, анортоклаз, Na-пироксен и т. п.)
3а	Риолит	0 — 15	
3б	Риодацит	0 — 20	
4	Дациит	5 — 25	
5	Плагиодацит	10 — 30	Вместо старого названия "кварцевый андезит"
6*	Щелочной (полевошпатовый) кварцевый трахит	0 — 20	Натровый кварцевый трахит, если порода содержит богатые натрием минералы (см. натровый риолит)
6	Щелочной (полевошпатовый) трахит	0 — 20	Натровый трахит, если порода содержит богатые натри-

Номер поля	Название семейства	Цветовой индекс (CI)	Разновидности пород, примечания
			ем минералы (см. натровый риолит)
7*	Кварцевый трахит	5-25	
7	Трахит	5-25	
7	Фельдшпатоидсодержащий трахит	5-25	
8*	Кварцевый латит	10-35	
8	Латит	10-35	
8	Фельдшпатоидсодержащий латит	10-35	
<i>Поля 9 и 9*. А. Если $\sigma < 4$ и $\tau > 9^1$</i>			
9*	Кварцевый латиандезит	15-38	Кварцевый мелалатиандезит, если CI > 38 (вместо кварцевого латибазальта)
9	Латиандезит	15-38	Мелалатиандезит, если CI > 38 (вместо латибазальта)
9	Фельдшпатоидсодержащий латиандезит	15-38	Редок
<i>Поля 9 и 9*. Б. Если $\sigma > 4$ и $\tau \leq 9$ или если $\sigma < 4$ и $\tau < 9$</i>			
9*	Кварцевый муджиерит	15-38	Редок
9	Муджиерит	15-38	Кварцсодержащий муджиерит, если Q < 5. Оливиновый муджиерит, если OI > 5. Так как большинство муджиеритов содержат фельдшпатоиды, определение "фельдшпатоидсодержащий" излишне
9*	Кварцевый латибазальт	38-70	
9	Латибазальт	38-70	
<i>Поля 10 и 10*. А. Если $\sigma < 4$ и $\tau > 9$</i>			
10*	Кварцевый андезит	20-38	Кварцевый мелаандезит, если CI > 38 (вместо кварцевого базальта)

¹⁾ $\sigma = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})^2 / (\text{SiO}_2 - 43)$, окислы в вес.%; $\tau = (\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O}) / \text{TiO}_2$, окислы в вес.%.

Номер поля	Название семейства	Цветовой индекс (CI)	Разновидности пород, примечания
10	Андезит	20 – 38	Оливиновый андезит, если $O1 > 5$. Мелаандезит, если $CI > 38$ (вместо базальта)
10	Фельдшпатоидсодержащий андезит	20 – 38	Редок
<i>Поля 10 и 10*. Б. Если $\sigma > 4$ и $\tau \leq 9$ или если $\sigma < 4$ и $\tau < 9$</i>			
10*	Кварцевый гавайит	20 – 38	Редок
10	Гавайит	20 – 38	Кварцсодержащий гавайит, если $Q < 5$, оливиновый гавайит, если $O1 > 5$. Так как большинство гавайитов содержат фельдшпатоиды, определение "фельдшпатоидсодержащий" излишне
10*	Толеитовый кварцевый базальт	38 – 70	
10	Толеитовый базальт	38 – 70	Большинство кварцсодержащие с $Q < 5$; есть также без кварца и без фельдшпатоидов Оливинсодержащий толеитовый базальт, если $O1 < 10$, но $F = 0$
10	Толеитовый оливиновый базальт	38 – 70	Если $O1 > 10$, но $F = 0$
10	Щелочной базальт	38 – 70	Обычно содержит фельдшпатоиды ($F < 10$). Оливинсодержащий щелочной базальт, если $O1 < 10$
10	Щелочной оливиновый базальт	38 – 70	Если $O1 > 10$
11	Фонолит	0 – 25	$F = 10 - 45$: в зависимости от содержания нефелина, лейцита, содалита, гаюина, нозеана и т. д. для определения соответствующих названий пород используем по-
12	Тефрифонолит	10 – 40	

Номер поля	Название семейства	Цветовой индекс (CI)	Разновидности пород, примечания
13	Фонотефрит	20 – 50	ля 11 – 14, например нефелиновый фonoлит, содалит-содержащий нефелиновый тефрифонолит (если $Sod < 5$), нефелин-лейцитовый фонотефрит (если $Ne < Lc$), лейцитовый тефрит и т. д.
14	Тефрит	20 – 38	$F = 45 – 60$: богатый нефелином фonoлит, богатый нефелином содалитовый фонотефрит и т. д. Оливиновый тефрит ("базанит"), если $OI > 10$. Карбонатсодержащий тефрит, если первичных карбонатов < 5 . Оливиновый карбонатный тефрит, если первичных карбонатов > 5 .
15a	Фононефелинит Фонолейцитит	5 – 45	Оливиновый фононефелинит, оливиновый тефрилейцитит и т. д., если $OI > 10$
15б	Тефринефелинит Тефрилейцитит	30 – 60	Если присутствуют содалит, гаюин и т. д., выделяем содалитсодержащий фононефелинит ($Sod < 5$), карбонатный тефринефелинит (первичные карбонаты > 5) и т. д.
15в	Нефелинит Лейцитит	40 – 70	Гаюинсодержащий нефелинит, содалит-оливиновый нефелинит, мелилитовый лейцитит ($Mel > 5$) и т. д.
16	Пикрит ($OI > Py + Mel$)	90 – 100	Например, мелилитовый пикрит, нефелиновый мелилитит, кальсилитовый мелилитит, оливиновый мелилитит и т. д.
	Анкаратрит ($Py > OI + Mel$)	90 – 100	
	Мелилитит ($Mel > OI + Py$)	90 – 100	

Номер поля	Название семейства	Цветовой индекс (CI)	Разновидности пород, примечания
	Карбонатит	90 – 100	Собственно карбонатиты являются субвулканическими породами, за исключением щелочных карбонатитов вулкана Ол-Доиньо-Ленгаи, Восточная Африка

Примечание. Названия разновидностей пород приведены в качестве примеров. Во многих случаях целесообразно указывать характер плагиоклаза или клинопироксена, например андезиновый дацит, лабрадорный дацит или пижонитовый дацит, эгирин-авгитовый фонолит и т. д.

Т а б л и ц а 20

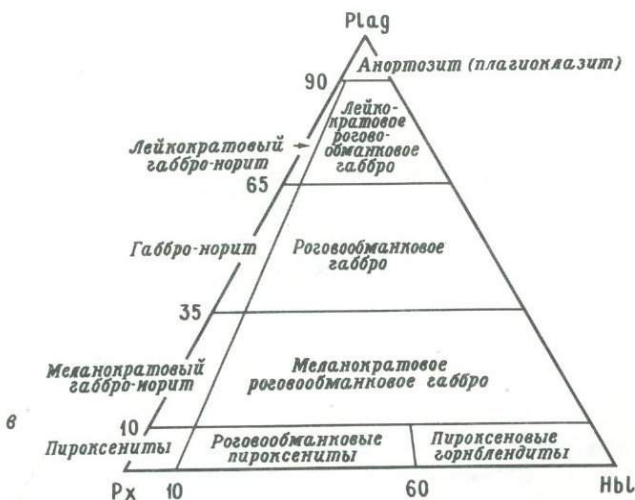
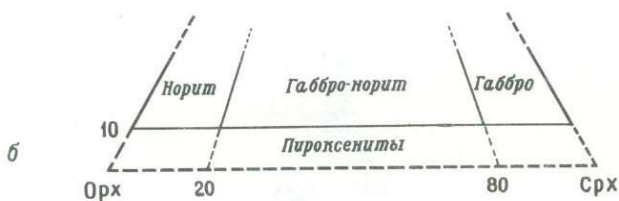
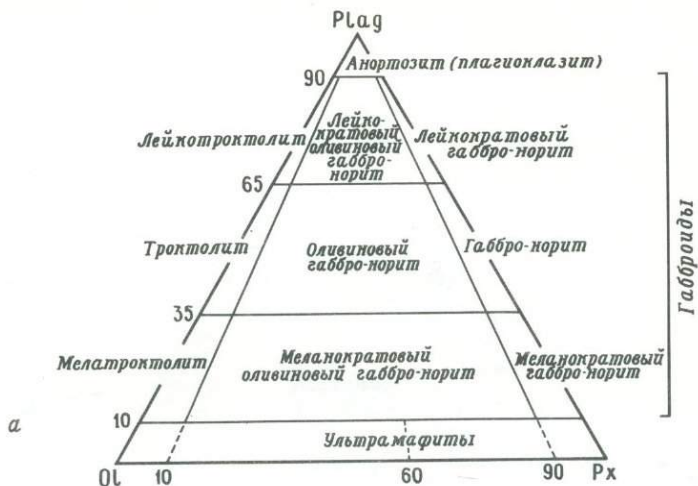
Классификация плутонических пород
(по Штрекейзену [58, 60], с изменениями)

Если цветовой индекс (CI) меньше, чем указано, то употребляется приставка *лейко-*, если больше – *мела-*.

Номер поля	Название семейства	Цветовой индекс (CI)	Разновидности пород, примечания
1	Силексит	0 – 10	
2	Щелочной (полевошпатовый) гранит	0 – 20	Биотитовый щелочной (полевошпатовый) гранит (если $V_i > 5$) Рибекитсодержащий щелочной (полевошпатовый) гранит (если рибекита < 5)
3а,б	Гранит	5 – 20	Поле 3а – сиенитогранит, поле 3б – монцогранит. Роговообманковый гранит, если $H_b I > 5$
4	Гранодиорит	5 – 25	Если $A_n < 50$. Биотит-роговообманковый гранодиорит, если $V_i < H_b I$

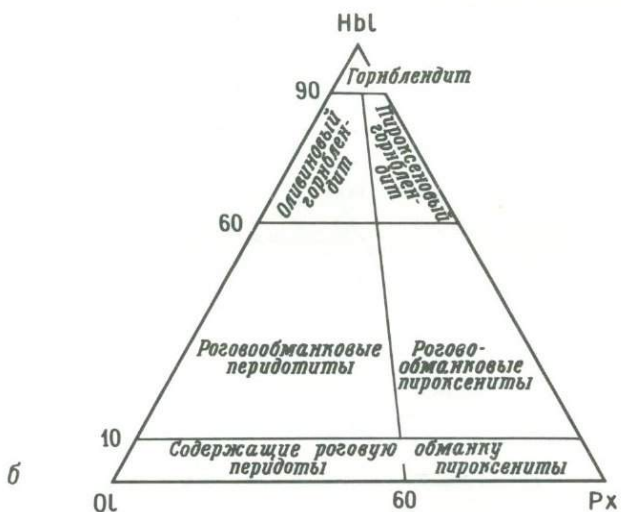
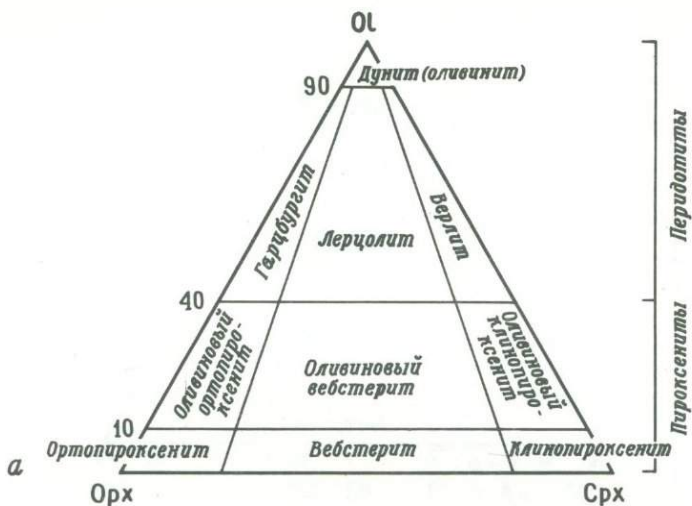
Номер поля	Название семейства	Цветовой индекс (CI)	Разновидности пород, примечания
4	Граногаббро	20 – 40	Если $An > 50$
5	Трондьемит	0 – 15	
	Тоналит	15 – 40	
6*	Щелочной (полевошпатовый) кварцевый сиенит	0 – 25	
6	Щелочной (полевошпатовый) сиенит	0 – 25	Лузитанит, если $CI = 50 – 75$
6	Фельдшпатоидсодержащий щелочной (полевошпатовый) сиенит	0 – 25	В зависимости от содержания нефелина, содалита и т. д. в рамках полей 6 – 10 определяем соответствующие названия пород, например нефелинсодержащий сиенит, содалит- и нефелинсодержащий монцонит и т. д.
7*	Кварцевый сиенит	10 – 35	
7	Сиенит	10 – 35	
7	Фельдшпатоидсодержащий сиенит	10 – 35	
8*	Кварцевый монцонит	15 – 45	Роговообманково-биотитовый кварцевый монцонит ($Hb1 < V1$)
8	Монцонит	15 – 45	Биотитовый монцонит, если $V1 > 5$; в противном случае биотитсодержащий монцонит и т. д.
9*	Кварцевый монцодиорит	20 – 50	Если $An < 50$
9*	Кварцевое монцогаббро	25 – 60	Если $An > 50$
9	Монцодиорит	20 – 50	Оливинсодержащий монцодиорит, если $O1 < 5$
9	Монцогаббро	25 – 60	Оливиное монцогаббро, если $O1 > 5$
9	Фельдшпатоидсодержащий монцодиорит	20 – 50	Если $An < 50$

Номер поля	Название семейства	Цветовой индекс (CI)	Разновидности пород, примечания
9	Фельдшпатоидсодержащее монцогаббро	25 – 60	Если $A_n > 50$
10*	Кварцевый диорит	25 – 50	Если $A_n < 50$
10*	Кварцевое габбро	35 – 65	Если $A_n > 50$
10	Анортозит	0 – 10	Детальное разделение плутонических пород, попадающих в поле 10, дано на фиг. 67, $a - \sigma$
10	Диорит	25 – 50	Если $A_n < 50$
10	Габбро	35 – 65	Если $A_n > 50$. Оливиновое габбро и т. д., см. фиг. 67, $a - \sigma$
10	Фельдшпатоидсодержащий диорит	25 – 50	Если $A_n < 50$
10	Фельдшпатоидсодержащее габбро	35 – 65	Если $A_n > 50$
11	Фельдшпатоидный щелочной (полевошпатовый) сиенит	0 – 30	Вместо названия "фойяит" $F = 10 - 45$ (поля 11 – 14): нефелиновый щелочной (полевошпатовый) сиенит,
11	Малиньит	30 – 60	содалитсодержащий нефелиновый щелочной (полевошпатовый) сиенит (если $Sod < 5$) и т. д.
11	Шонкинит	60 – 90	$F = 45 - 60$ (поля 11 – 14): Нефелиновый щелочной (полевошпатовый) сиенит и т. д.
12	Фельдшпатоидный монцосиенит	15 – 45	Вместо названия "плаггиофойяит". Содалит-нефелиновый монцосиенит ($Sod < Ne$) и т. д.
13	Эссексит	30 – 60	Нефелиновый эссексит ($F < 45$). Богатый нефелином эссексит и т. д. ($F = 45 - 60$)



Ф и г. 67. Подразделение основных пород, сложенных мафическими минералами и плаггиоклазом ($A_n > 50\%$), попадающих в поле 10 сдвоенного треугольника Штрекейзена.

а – породы с оливином, пироксеном и плаггиоклазом; *б* – разделение габбро и норитов. Породы этой группы разделяются на лейко-, мезо- и меланократовые разновидности в соответствии с *фиг. а*; *в* – основные породы с роговой обманкой.



Ф и г. 68. Подразделение ультраосновных пород (ультрамафитов), попадающих в поле 16 двудельного треугольника Штрекейзена.

а — породы, сложенные преимущественно оливином, ортопироксеном и клинопироксеном: содержание граната < 10% — гранатсодержащие ультрамафиты; > 10% граната — гранатовые ультрамафиты;

б — породы с роговой обманкой. Подразделение проводится соответственно разделению перидотитов и пироксенитов на фиг. а, например: ортопироксеновый горнблендит (60–90 Hbl, 10–40 Orx), роговообманковый лерцолит [40–90 (Ol + Px), 10–60 Hbl], содержащий роговую обманку оливинит (Ol > 90, Hbl < 10).

Номер поля	Название семейства	Цветовой индекс (CI)	Разновидности пород, примечания
14	Тералит	35 – 65	Карбонатсодержащий тералит (если первичного карбоната < 5)
15а	Фойяфельдшпатоидит	10 – 40	Фойянефелинит и т. д.
15б	Терафельшпатоидит	35 – 65	Карбонатный теранефелинит (если первичного карбоната > 10)
15в	Фельдшпатоидит	0 – 90	Нефелинит, содалитовый нефелинит и т. д.
	Уртит	0 – 30	Если Na >> K
	Ийолит	30 – 60	
	Мельтейгит	60 – 90	
	Италит	0 – 30	Если K >> Na
	Фергусит	30 – 60	
	Миссурит	60 – 90	
16	Перидотиты	90 – 100	Детальное разделение плутонических пород, попадающих в поле 16, дано на фиг. 68а, б
	Пироксениты		
	Горнблендиты		
16	Карбонатит	90 – 100	

IX. ПРИМЕРЫ ПЕРЕСЧЕТА

В настоящем разделе приведено несколько примеров детального пересчета с тем, чтобы не только иллюстрировать ход вычислений, но и критически рассмотреть полученные результаты расчета гетероморфных минеральных ассоциаций в различных фациях.

Необходимо подчеркнуть, что предложенную систему пересчета следует использовать критически. Главная цель ее — дать основу для изучения взаимосвязи между химическим и минеральным составом пород. Результаты пересчета представляют собой основу, своего рода координаты, в пределах которых можно рассматривать наблюдаемые факты.

Для простоты все приводимые ниже расчеты выполнены с помощью логарифмической линейки с точностью до целых чисел. При вычислении до десятых долей результаты могут несколько отличаться от приводимых, однако эти различия едва ли превышают неизбежные аналитические ошибки.

Пример 1. Гавайский толентовый базальт (среднее из 181 анализа [26])

КЛЮЧ 1

	Вес. %	Ат. кол-во	Ap	Il	Mt ₀	Or	Ab	An	Wo	Hu	ΔQ
SiO ₂	49,36	822				24	207	197	79	310	+5
Al ₂ O ₃	13,94	274				8	69	197			
Fe ₂ O ₃	3,03	38									
FeO	8,53	119		31	27					101	
MnO	0,16	2									
MgO	8,44	209								209	
CaO	10,33	184	6					99	79		
Na ₂ O	2,13	69					69				
K ₂ O	0,38	8				8					
TiO ₂	2,50	31		31							
P ₂ O ₅	0,26	4	4								
		1760	10	62	27	40	345	493	158	620	+5

Вычисление насыщенного нормативного состава¹⁾

(1) Умножаем весовые проценты анализа (колонка 1) на соответствующие коэффициенты и получаем атомные количества (колонка 2, десятые доли при вычислении не учитываются).

(2) Степень окисления $Ox^0 = 38/159 = 0,24$.

(3) $\sigma = 2,51^2/6,36 = 0,99$, $\tau = (13,94 - 2,13)/2,50 = 4,73$.

(7) $\Pi > 25$; по графику фиг. 40 получаем $Mt_0 = 0,212(159 - 31) = 27$.

КЛЮЧ 2

Насыщенная норма

Ar	Π	Mt ₀	Or	Ab	An	Wo	Hу	ΔQ	
10	62	27	40	345	493	158	620	+ 5	Σ = 1760 (контроль)
	-11			-8	-24	158	-620	+11	810 = клинопироксен
		51	40	337	469	—	—	+16	16 (остаток) = кварц
			-40	-337	-469				846 = полевой шпат

Распределение компонентов насыщенной нормы по минералам (вулканическая фация):

(1) Вариант б (насыщенная норма содержит An и Wo).

(14) $Wo = 158 < Hу = 620$, следовательно, следующий шаг (22).

(22) По графику фиг. 43 получаем $F' = 0,20$, следовательно, $F'Wo = 32$.

Поскольку $\Delta Q > 0$, вычисляем x, y, z и приводим их пропорционально к сумме $Fsp' = F'Wo$ по следующей схеме (округлено до целых чисел):

$x = 0,3$	$Or = 12$	$0 = Or'$
$y = 1,0$	$Ab = 345$	$8 = Ab'$
$z = 2,0$	$An = 986$	$24 = An'$
	$\Sigma = 1343$	$32 = Fsp'$

$$Q' = 0,35 Fsp' = 11.$$

Вычисляем $k = 40/385 = 0,104$ и $Wo/An = 158/493 = 0,32$. По графику фиг. 56 получаем $p = 0,17$, следовательно, $\Pi' = 0,17 \cdot 62 = 11$. Подставляя значение ΔQ в график фиг. 44, определяем $n = 1,3$ при $k < 0,4$. Отметим, что определение n для пород вулканической фации не обязательно, но проводится для использования при последующем обсуждении результатов.

¹⁾Здесь и далее жирная цифра в круглых скобках означает номер шага.

(24) Вариант а.

(26) Вариант а.

(27) Вариант а : кварц = 18, гиперстен = $Hу^* = 0$.

(38) Вычисляем средний полевой шпат в соответствии со следующей схемой пропорциональности:

$Or^* = 40$	$x = 5$
$Ab^* = 337$	$y = 40$
$An^* = 469$	$z = 55$
$\Sigma = 846$	100 %

(39) Соответственно значениям x и z по графику фиг. 49 определяем, что формируется только один полевой шпат, а именно лабрадор ($An = 55\%$).

КЛЮЧ 6

Ат. кол-во	Коэфф.	Об. экв.	Об. %		
Кварц	16	1,36	20	1,0	$Q = 1,9$ $y = 1,9$ $P = 98,1$ $x = 100$
Лабрадор	842	1,21	1024	52,9	
Пижонит	810	1,00	810	41,8	CI = 46,1
Магнетит	27	0,91	25	1,3	
Ильменит	51	0,92	47	2,4	
Апатит	10	1,14	11	0,6	
	1760		1937	100,0	

Умножаем атомные количества каждого минерала (колонка 1) на соответствующий коэффициент (колонка 2) и получаем объемные эквиваленты (колонка 3), которые затем приводятся к сумме 100. Вычисленный состав в объемных процентах (колонка 4) является окончательным результатом и представляет устойчивую минеральную ассоциацию.

Вычисляем координаты породы в двойном треугольнике, приводя калиевые минералы (в данном примере кварц и плагиоклаз) к сумме $100 = P + Q$. Определяем также параметры $x = 100$ и $y = 1,9$, которые используются в графике фиг. 66. Искомая точка P_{xy} попадает в поле 10. Поскольку цветовой индекс $CI = 46,3$ и $r = 4,73$, порода представляет собой типичный толеитовый базальт.

Контроль расчета

Сумма атомных количеств (1760) равна сумме компонентов насыщенной нормы и сумме атомов, входящих в состав различных минералов.

Ат. кол-во	Коэфф.	Об. экв.	Об. %	
Санидин	18	1,28	23	1,2
Андезин	909	1,21	1100	56,9
Нефелин	8	1,08	9	0,5
Авгит	437	1,00	437	22,7
Оливин	297	0,88	261	13,6
Магнетит	34	0,91	31	1,6
Ильменит	57	0,92	52	2,7
Апатит	13	1,14	15	0,8
1773			1928	100,0

Результат: щелочной базальт.

Примечание. Расчет суммирован в единую схему, насыщенная норма не переписывается дважды, как в примере 1.
Шаги расчета следующие:

КЛЮЧ 1

- (1) Аналогично примеру 1.
- (2) $Ox^0 = 41/170 = 0,241$.
- (3) $\sigma = 3,76^2/3,46 = 4,08$.
 $\tau = (14,64 - 2,92)/3,01 = 3,90$.
- (5) Вариант б.
- (7) $\Pi > 25$, следовательно, $Mt_0 = 1,2 (0,1 + 0,112) \cdot (170 - 38) = 34$.

КЛЮЧ 2

- (1) Вариант б.
- (14) $Wo < Nu$, переходим к шагу (22).
- (22) По фиг. 43 определяем $F^* = 0,33$, $F^*Wo = 58$.

0,2 Or = x = 18	1 = Or'	
0,6 Ab = y = 282	14 = Ab'	
2,0 An = z = 876	43 = An'	
1176	58	$Q' = 0,35 \times 58 = 20$

$$k = 90/560 = 0,161, \quad Wo/An = 176/438 = 0,40;$$

по графику фиг. 56 определяем $p = 0,25$, следовательно,
 $\Pi^* = 0,25 \cdot 76 = 19$;

по графику фиг. 44 определяем $n = 1,17$, следовательно, $Nu' = 1,17 \cdot 176 = 206$.

- (24) Вариант а.
- (26) Вариант а.

(27) Вариант *b*; остаток $\Delta Q_1 = -5$.

(28) $k^* = 89/546 = 0,163$ и $q^* = 5/546 = 0,009$, по фиг. 46 получаем $U = 1,653$.

(29) $X = 2,653 \cdot 5 = 13$ и $0,33 \cdot 0,164 \cdot 13 \approx 1$ Or'' и $13-1=12$ (Ab'').
 $U |\Delta Q_1| = 8$.

(38) Or* = 88	$9^{1/2} = Or'$	} Средний полевоы шпат
Ab* = 444	48 = Ab'	
An* = 395	$42^{1/2} = An''$	
927	100	

По графику фиг. 49 получаем, что санидин содержится в количестве около 2%, следовательно, содержание андезина составляет 98% оставшегося плагиоклаза (922).

КЛЮЧ 6

См. пример 1.

Пояснения. В щелочном базальте плагиоклаз представлен не лабрадором, как в толеитовых базальтах, а андезином. Другой характерной чертой этой породы является высокое содержание оливина.

Для "сухих" субвулканических и плутонических фаций характерны те же минеральные ассоциации, что и для "сухой" вулканической фации. Гиперстен не может быть образован, так как весь Hu^* десилицируется до оливина. По этой же причине формирующийся клинопироксен обогащен кальцием и молекулой Чермака. Содержание Fe зависит, естественно, от степени окисления на ранней стадии кристаллизации. Чем выше давление кислорода, тем меньше железа будет входить в состав пироксена. Если содержание магнетита стандартизовано (Mt_0), как в настоящем расчете, тогда $c = (176 + 17)/206 = 0,95$. С другой стороны, в клинопироксен входит значительное количество ильменита $Il' = 19/437 = 4,3\%$. Это характеризует клинопироксен как диопсидовый авгит, настолько обогащенный титаном, что он может называться титан-авгитом.

Пример 3. Высокоглиноземистый базальт
(среднее из 11 анализов [21])

Вес. %	Ат. КОЛ-ВО	Ap	Il	Mt ₀	Or	Ab	An	Wo	Hу	ΔQ
SiO ₂	50,19	836			24	267	248	60	274	-37
Al ₂ O ₃	17,58	345			8	89	248			
Fe ₂ O ₃	2,48	36								
FeO	7,19	100		9	39				91	
MnO	0,25	3								
MgO	7,39	183							183	
CaO	10,50	187	3				124	60		
Na ₂ O	2,75	89				89				
K ₂ O	0,40	8			8					
TiO ₂	0,75	9		9						
P ₂ O ₅	0,14	2	2							
	1798	5	18	39	40	445	620	120	548	-37
			-2			-5	-23	-120	-152	+11
										291 = Crx (1)
Остаток		16		40	440	597			396	-26
									+104	+26
										78 = оливин
Остаток = Fsp* = 1077				40	440	597			292	292 = Crx (2)
				Or ₄	Ab ₄₁	An ₅₅				1077 = лабрадор

	Ат. КОЛ-ВО	Кэфф.	Об. экв.	Об. %	
Лабрадор	1077	1,21	1303	64,8	P = 100
Пиожит	583	1,00	583	29,0	
Оливин	78	0,88	69	3,4	
Магнетит	39	0,91	35	1,7	CI = 35,2
Ильменит	16	0,92	15	0,8	
Апатит	5	1,14	6	0,3	
	1798		2011	100,0	

Результат: оливинсодержащий андезит.

Примечание. Расчет сходен с расчетом предыдущего примера и не требует детального объяснения; вполне достаточно нескольких замечаний.

КЛЮЧ 1

(7) Il < 25, следовательно, Mt₀ = 0,3 (139 - 9) = 39 (фиг. 40).

КЛЮЧ 2

(27) Вариант б. $Hу^{**} = 396 - 104 = 292$, добавляем к Срх.

Окончательный клинопироксен состоит, таким образом, из двух частей: [Срх (1) = 291] + [Срх (2) = 292] = 583.

$c = (120 + 9) / (152 + 292) = 0,290$, т.е. пижонит.

КЛЮЧ 1

(2) $Ox^0 = 0,26$.

(3) $\sigma = 1,38$ и $\tau = 19,8$.

Пояснения

В соответствии с выбранной номенклатурой эта вулканическая порода является андезитом ($CI < 38$). По систематике Розенбуша, это должен быть базальт, так как плагиоклаз представлен лабрадором. Однако высокое значение τ и низкое значение σ определяют большее сходство породы с андезитом, чем с базальтом (см. стр. 22).

Фенокристы представлены двумя пироксенами (авгитом и гиперстеном) примерно в равных количествах.

Пример 4. Двупироксеновый андезит
(вулкан Иодзима, Япония, [37])

Вес. %	Ат. кол-во	Ap	Pl	Mt ₀	Or	Ab	An	Wo	Hу	ΔQ
SiO ₂	67,78	1129			111	360	110	13	73	462
Al ₂ O ₃	13,62	267			37	120	110			
Fe ₂ O ₃	1,99	25								
FeO	3,60	50	4	29					43	
MnO	0,08	1								
MgO	1,19	30							30	
CaO	4,50	80	12				55	13		
Na ₂ O	3,71	120				120				
K ₂ O	1,74	37			37					
TiO ₂	0,29	4		4						
P ₂ O ₅	0,49	7	7							
	1750	19	8	29	185	600	275	26	146	462
		—	—	—	—	-2	-1	-26	-34	1 62 = Срх (1)
Fsp* = 1057		8		185	598	274		—	112	463
Савидин = 18%				Or _{17½}	Ab _{56½}	An ₂₆		-112		112 = Срх (2)

	Ат. кол-во	Коефф.	Об. экв.	Об. %	
Кварц	463	1,36	630	29,3	$Q = 32,8$
Санидин	190	1,28	243	11,3	$A = 12,7$
Андезин	867	1,21	1049	48,7	$P = 54,5$
Пижонит	174	1,00	174	8,1	$x = 81,1$
Ti-магнетит	37	0,91	34	1,6	$CI = 10,7$
Апатит	19	1,14	22	1,0	
	1750		2152	100,0	

Результат: пижонитовый дацит.

Примечание. $\Pi < 25$, тогда $Mt_0 = 0,408 (76 - 4) = 29$ (см. фиг. 40).
Ход расчета клинопироксена [ключ 2, шаг (22)] уже был разобран в первом примере. Поскольку $\Delta Q > 0$, определение значения n (1,3) не обязательно для вулканической фации, так как весь Ну будет входить в клинопироксен. В приводимой схеме Ну* вычисляется отдельно, потому что представляет собой гиперстен, который формируется при "сухих" плутонических условиях и который иногда может появиться в виде интрателлурических фенокристов в вулканической породе смешанных фаций. Значение Ну = 112 соответствует 5,2 об. % и является максимальным количеством гиперстена, присутствующим наряду с авгитом (2,9%).

Пояснения

Название "двупироксеновый андезит", данное Мацумото для лавы вулкана Иодзима, является типичным фено-названием, так как в действительности порода представляет собой дацит. Для того чтобы отразить и модальный состав, и действительный характер породы, нужно назвать ее "феноандезитовым двупироксеновым дацитом".

Гетероморфная плутоническая порода может быть рассчитана по ключу 3 следующим образом:

Ap	Π	Mt_0	Or	Ab	An	Wo	Ну	ΔQ	
19	8	29	185	600	275	26	146	462	$\Sigma = 1750$ (насыщенная норма)
	-3					-3	+3	-1	4 = сфен
	5		185	600	275	23	149	461	
	-3		-6	-21	-10	-23	-123	-1	187 + 2 = 189 = роговая обманка
	2		179	579	265	—	26	460	
	-2		-18	-5	-4	+2	-26	+13	40 = биотит
	—		161	574	261	(2)	—	473	473 = кварц
Fsp*			Or ₁₆	Ab ₅₈	An ₂₆	=		996	199 = ортоклаз (20%)
								797	= андезин (80%)

	Ат. КОЛ-ВО	Козфф.	Об. экв.	Об. %	
Кварц	473	1,36	643	29,9	$Q = 34,6$
Ортоклаз	199	1,28	255	11,8	$A = 13,6$
Андезин	797	1,21	965	44,8	$P = 51,8$
Роговая обманка	189	1,03	195	9,1	$y = +34,6$ $x = 79,2$
Биотит	40	1,10	44	2,0	
Магнетит	29	0,91	26	1,2	$CI = 13,5$
Сфен	4	1,12	4	0,2	
Апатит	19	1,14	22	1,0	Поле 4
	1750		2154	100,0	

Результат: биотитсодержащий роговообманковый гранодиорит.

Примечание

(12) $w = 26/146 = 0,178$, $X = 0,356 \cdot 8 = 2,8$.

(17) $w^* = 23/149 = 0,154$, $m = 60/146 = 0,41$, вариант a .

(18) $H = (0,214 \cdot 149)/0,26 = 123$, $D = (0,3 \cdot 123)/1060 = 0,0348$.

(21) $X = 1,2(179 - 58) = 145$, $Ny^* = 26$, $w_1'' = 0,20$, $f'' = 0,30$,
 $q'' = -0,01$.

(22) $k'' = 0,071 + 0,700 = 0,771$, $0,9 Ny^* = 23,4$.

Пояснения

Гетероморфные взаимоотношения между дацитом и роговообманковым гранодиоритом показывают лишь незначительную разницу в систематическом положении этих двух минеральных фаций. Плутоническая порода имеет более высокий цветовой индекс, поскольку роговая обманка и биотит содержат больше калийных компонентов, чем пижонит. Так как биотит содержит Or , можно было бы ожидать более низкое содержание ортоклаза в гранодиорите, но, поскольку разрыв в смесимости полевых шпатов увеличивается, расчет дает противоположные результаты.

Плутонические минеральные ассоциации показывают, как одна и та же магма может дать пижонитовые, двупироксеновые, роговообманковые или биотит-роговообманковые дациты в зависимости от условий, преобладавших в процессе образования интрателлурических фенокристов. Только пижонитовый дацит представляет чисто вулканическую фацию.

Двупироксеновый дацит относится к смешанной, вулканической и субвулканической, фации, в то время как роговообманковый дацит

или биотит-роговообманковый дацит представляет собой смесь вулканической и плутонической ассоциаций. Двупироксеновый гранодиорит формируется при "сухих" плутонических или субвулканических условиях и отличается от двупироксенового дацита только по структуре. При "водных" плутонических условиях образуется биотитсодержащий роговообманковый гранодиорит.

Расчет смешанной фации приведен в примере 8 (роговообманковый базальт из Викерсберга).

Такую же процедуру расчета можно использовать и для пород, рассмотренных в этом примере.

Пример 5. Кордиеритсодержащий риолит (игнимбрит; Роккастрада, Тоскана, Италия, [28])

Вес. %	Ат. кол-во	Ap	Il	Mt ₀	Or	Ab	An	Sil	Hу	ΔQ	
SiO ₂	72,08	1200			315	297	28	15	24	521	
Al ₂ O ₃	13,38	262			105	99	28	30			
Fe ₂ O ₃	1,17	15									
FeO	0,76	11	2	7					17		
MnO	0,02	—									
MgO	0,30	7							7		
CaO	1,03	18	4				14				
Na ₂ O	3,08	99				99					
K ₂ O	4,93	105			105						
TiO ₂	0,15	2		2							
P ₂ O ₅	0,19	<3	3								
	1722	7	4	7	525	495	70	45	48	521	
			-1		-13	-2		-4	-17	+9	28 = биотит
			3		512	493	70	41	31	530	
					-1	-4		-41	-31	-4	81 = кордиерит
					511	489	70	—	—	526	526 = кварц
					Or ₄₈	Ab ₄₅₁	An ₆₁			995	995 = санидин
										75	75 = олигоклаз

	Ат. кол-во	Кэфф.	Об. экв.	Об. %	
Кварц	526	1,36	713	31,9	Q = 34,3
Санидин	995	1,28	1274	57,0	A = 61,3
Олигоклаз	75	1,21	91	4,1	P = 4,4
Кордиерит	81	1,22	107	4,8	x = 6,7
Биотит	28	1,10	31	1,4	CI = 7,0
Рудный	10	0,91	9	0,4	
Апатит	7	1,14	8	0,4	
	1722		2233	100,0	

Результат: кордиеритсодержащий щелочной риолит

Примечания

КЛЮЧ 1

(5) Вариант а.

(6) $Na + K = 204$. По графику фиг. 40 получаем $X_1 = 0,304$.

$Fe - Ti = 24$, следовательно, $Mt_0 = 24 X_1 \approx 7$.

КЛЮЧ 2

(1) Вариант а.

(2) $k = 525/1020 = 0,515$,

$h = 48/93 = 0,516$,

$q = 521/93 = 5,60$.

(11) $k' = 0,154 + 0,7 = 0,854$,

$X = 57,6 - 40,5 = 17$.

(38) Средний полевой шпат = $Or_{48} Ab_{45,5} An_{6,5}$.

По графику фиг. 49 получаем 93% санидина; $Fsp^* = 1070$.
 $0,93 \cdot 1070 = 995$ санидин и 75 олигоклаз.

Пояснения

Порода имеет следующий модальный состав:

Фенокристы: кварц	14,5
санидин	15,7
плагиоклаз	9,5
кордиерит	1,7
биотит	5,2
Гранофировая основная масса	53,4

Полученные результаты качественно соответствуют модальному составу, однако есть количественные различия, которые требуют пояснения.

По сравнению с модальным составом вычисленные количества плагиоклаза и биотита очень малы, в то время как соответствующие количества кордиерита велики.

Это расхождение между рассчитанными минералами и модальными фенокристами может быть вызвано изменением породы. Действительно, полевой шпат в гранофировой основной массе значительно серицитизирован. Кроме того, в основной массе присутствуют диспергированные окислы железа, иногда в виде скоплений и прожилков. По-видимому, некоторое количество щелочей и железа было потеряно в процессе дегазации игнимбритового покрова.

Указанные потери могут быть приблизительно оценены следующим образом:

А. Насыщенный нормативный состав фенокристов

Вычисляем атомные количества соответственно отношению

$$\text{Атомное количество} = \frac{\text{об. \%} \cdot \text{сумма объемных эквивалентов}}{100 \cdot \text{объемный коэффициент}},$$

т. е. в данном примере

$$\text{Кварц} = \frac{14,5 \cdot 2233}{136} = 239,$$

$$\text{Санидин} = \frac{15,7 \cdot 2233}{128} = 275 (\text{Or}_{67} \text{Ab}_{30} \text{An}_3),$$

$$\text{Плагиоклаз} = \frac{9,5 \cdot 2233}{121} = 175 (\text{Or}_5 \text{Ab}_{65} \text{An}_{30}),$$

$$\text{Биотит} = \frac{5,2 \cdot 2233}{110} = 106 [\text{см. ключ 2, шаг (11)}],$$

$$\text{Кордиерит} = \frac{1,7 \cdot 2233}{122} = 31 [\text{см. ключ 2, шаг (11)}].$$

	Ат. КОД-ВО	П	Or	Ab	An	Sil	Hу	ΔQ
Кварц	239	—	—	—	—	—	—	239
Санидин	275	—	184	83	8	—	—	—
Плагиоклаз	175	—	9	114	52	—	—	—
Биотит	106	4	49	8	—	14	63	-32
Кордиерит	31	—	—	1	—	16	12	2
Фенокристы	826	4	242	206	60	30	75	209

Б. Насыщенный нормативный состав основной массы

	П	Or	Ab	An	Sil	Hу	ΔQ
Норма породы	4	525	495	70	45	48	521
минус фенокристы	-4	-242	-206	-60	-30	-75	-209
Норма основной массы	—	283	289	10	15	-27	312
минус 38 серицита (Ms)	—	-23	-5	—	-15	—	+5
+ 27 FeO - 13,5 Q	—	260	284	10	—	-27	317
	—	—	—	—	—	+27	-13 ¹ / ₂
Кварц = 303,5	—	260	284	10	—	—	303 ¹ / ₂
Санидин = 554	—	—	—	—	—	—	—

Минеральная ассоциация основной массы

	Ат. кол-во	Коэфф.	Об. экв.	Об. %
Кварц	303 ^{1/2}	1,36	412	18,9
Санидин	554	1,28	709	32,4
Серицит	38	1,20	46	2,1
	895		1167	53,4

Превращение санидин – серицит происходит по следующей схеме:



соответственно



Из приведенных расчетов следует, что при выщелачивании будет потеряно примерно $9 K + 2 Na + 13,5 Fe$.

Минеральная ассоциация свежей породы (фенокристы и неизменная гранофировая основная масса) с учетом возможных потерь восстанавливается в следующем виде:

	Ат. кол-во	Коэфф.	Об. экв.	Об. %		
Кварц 239 + 303	542	1,36	737	32,3	$Q = 34,8$	$y = 34,8$
Санидин 275 + 554 + 82	911	1,28	1166	51,0	$A = 55,1$	
Плагиоклаз	175	1,21	212	9,3	$P = 10$	$x = 15,4$
Кордиерит	31	1,22	38	1,7		
Биотит	106	1,10	117	5,1		
Магнетит	7	0,91	6	0,3		
Апатит	7	1,14	8	0,3		$CI = 7,4$
	1779		2284	100,0		

Результат: кордиеритсодержащий биотитовый риолит.

Сходный кордиеритсодержащий риолит из Роккатедериги (Тоскана) был изучен тем же автором [28]. Модальный состав этой породы следующий:

Фенокристы:	кварц	16,6
	санидин	19,7
	плагиоклаз	6,9
	кордиерит	3,1
	биотит	3,7
Гранофировая	основная масса	50,0

Фенокристы не изменены, но полевой шпат в гранофировой основной массе частично серицитизирован. Кроме того, в породе рассеяны гидрокислы железа; реже они концентрируются в тонкие прожилки. Возможно, что порода была изменена под действием фумарольных газов. Расчет минеральной ассоциации этой породы, согласно ключу 2, дает следующие результаты:

Вес. %	Ат. КОЛ-ВО	Ap	Il	Mt ₀	Or	Ab	An	Sil	Hу	ΔQ		
SiO ₂	72,68	1210			312	153	16	56	15	658		
Al ₂ O ₃	14,40	283			104	51	16	112				
Fe ₂ O ₃	1,11	14										
FeO	0,49	7		8	3				10			
MgO	0,20	5							5			
CaO	0,56	10	2				8					
Na ₂ O	1,58	51				51						
K ₂ O	4,90	104			104							
TiO ₂	0,65	8		8								
P ₂ O ₅	0,11	2	2									
		1694	4	16	3	520	255	40	168	30	658	
						-1	-4		-40	-30	-4	
											79 = кордиерит	
			16			519	251	40	128		-654	
						-197	-40		-128		+42	
											323 = мусковит	
Fsp* = 573						322	211	40			696	544 = санидин
Санидин = 95%						Or ₅₆	Ab ₃₇	An ₇				29 = андезин
												696 = кварц

	Ат. КОЛ-ВО	Коефф.	Об. экв.	Об. %
Кварц	696	1,36	947	43,3
Санидин	544	1,28	696	31,9
Андезин	29	1,21	35	1,6
Кордиерит	79	1,22	96	4,4
Мусковит	323	1,20	388	17,8
Рудный	19	0,92	17	0,8
Апатит	4	1,14	5	0,2
	1694		2184	100,0

Этот результат значительно отличается от модального состава породы, так как, хотя фенокристы в породе свежие, основная масса изменена. Можно попытаться рассчитать модальный состав породы, вычислив сначала насыщенную норму фенокристов, а затем вычесть ее из насыщенной нормы всей породы в целом. Полученная разница будет представлять собой состав основной массы породы:

$$\text{Кварц} = \frac{16,6 \times 2184}{1,36} = 267 (Q),$$

$$\text{Санидин} = \frac{19,7 \times 2184}{1,28} = 338 (Or_{67}Ab_{30}An_3),$$

$$\text{Плагиоклаз} = \frac{6,9 \times 2184}{1,21} = 130 (Or_5Ab_{65}An_{30}),$$

$$\text{Кордиерит} = \frac{3,1 \times 2184}{1,22} = 56 (Or_1Ab_5Sil_{51}Hy_{38}Q_5),$$

$$\text{Биотит} = \frac{3,7 \times 2184}{1,10} = 74 (Il_5Or_{47}Ab_7Sil_{13}Hy_{59}Q_{-31}).$$

Средний состав кордиерита и биотита устанавливается по схеме, данной в шаге (11), ключ 2. Фенокристам соответствует следующая насыщенная норма (округленно):

Фенокристы	Ат. кол-во	Il	Or	Ab	An	Sil	Hy	ΔQ
Кварц	267							267
Санидин	338		227	101	10			
Плагиоклаз	130		6	85	39			
Кордиерит	56			3		29	21	3
Биотит	74	4	35	5		10	43	-23
Сумма	865	4	268	194	49	39	64	247

Последовательно, компонент за компонентом, вычитая этот результат из насыщенной нормы породы, получаем насыщенную норму основной массы породы, а именно:

	Il	Or	Ab	An	Sil	Hy	ΔQ	
Основная масса	822	12	252	61	-9	129	-34	411

Избыток 129 Sil и недостаток -34 Hy и -9 An являются следствием изменения основной массы породы. Отрицательные цифры указывают на то, что некоторое количество катионов было выщелочено из породы соответственно следующим уравнением:

$$-34 Hy + 17 Q + 17 Fe = 0 \quad (17 Fe \text{ выщелочено}),$$

$$-9 An + 6 Sil + 2 Q + 2 Ca = 1 An \quad (2 Ca \text{ выщелочено}).$$

Остаток должен быть распространен между кварцем, санидином и серицитом. При этом используется средний состав мусковита ($\text{Or}_{61}\text{Ab}_{12}\text{Sil}_{40}\text{Q}_{-13}$), который получаем по схеме шага (12) ключа 2:

	П	Or	Ab	An	Sil	ΔQ	
Остаток 829	12	252	61	1	123	392	
		-188	-37		-123	+40	308 = серицит (Ms)
		64	24	1	—	432	432 = кварц
		Or_{72}	Ab_{27}	An_1			89 = санидин

К этому необходимо добавить 15 единиц Fe и 4 Ap. Согласно наблюдаемому модальному составу, объем основной массы в породе составляет 50%, поэтому ее минеральный состав рассчитывается следующим образом:

	Ат. кол-во	Коэфф.	Об. экв.	Об. %
Кварц	432	1,36	588	27,0
Санидин	89	1,28	114	5,2
Серицит	308	1,20	370	17,0
Рудный	15	0,92	14	0,6
Апатит	4	1,14	5	0,2
	848		1091	50,0

Для того чтобы представить себе первичный состав неизменной породы, нужно серицит преобразовать в санидин соответственно равенству:

$$7 \text{ Ms} + 6 \text{ Q} + 2(\text{K}, \text{Na}) = 15 \text{ санидин},$$

т. е.

$$308 \text{ Ms} + 264 \text{ Q} + 88(\text{K}, \text{Na}) = 660 \text{ санидин}.$$

Кварц должен быть уменьшен ($432 - 264 = 168$) соответственно до 10,5 об. %. Количество санидина составит $89 + 660 = 749$ (38,7 об. %). Таким образом, минеральная ассоциация неизменной породы представляется в следующем виде:

	Количество, об.%		
	Фенокристы	Основная масса	Общий состав породы
Кварц	16,6	10,5	27,1
Санидин	19,7	38,7	58,4
Плагиоклаз	6,9	—	6,9
Кордиерит	3,1	—	3,1
Биотит	3,7	—	3,7
Рудный	—	0,6	0,6
Апатит	—	0,2	0,2
	50,0	50,0	100,0
$Q = 29,4$	$A = 63,1$		$P = 7,5$
$y = + 29,4$			$x = 10,6$

Результат: кордиеритсодержащий биотитовый риолит.

Приведенный пример иллюстрирует попытку восстановления исходного минерального состава измененной породы. Кроме того, он показывает, что расчет анализов измененных пород сам по себе не имеет смысла.

Пример 6. Гиалопантеллерит (Пантеллерия, Италия, [53])

Вес. %	Ат. КОЛ-ВО	Hi	Ap	Il	Or	Ab	Ac	Ns	Wo	En	Fs	ΔQ	
SiO ₂	68,00	1132			300	366	78	37	8	11	29	303	
Al ₂ O ₃	11,34	222			100	122							
Fe ₂ O ₃	3,16	39					39						
FeO	2,42	34		8							29		
MnO	0,21	3											
MgO	0,45	11								11			
CaO	0,53	9	1						8				
Na ₂ O	7,76	250	14			122	39	75					
K ₂ O	4,72	100			100								
TiO ₂	0,65	8		8									
P ₂ O ₅	0,06	<1		1									
Cl	0,51	(14)	—										
	1809	14	2	16	500	610	156	112	16	22	58	303	
				-16				-24			-56	-8	104 = коссирит
					500	610	156	88	16	22	2	295	
					-4	-30	-156		-16	-22	-2	+12	218 = эгирин
					496	580	—		—	—	—	307	307 = кварц
					Or ₄₆	Ab ₅₄						1076	1076 = санидин

Fsp* = 1076

	Ат. кол-во	Козфф.	Об. экв.	Об. %	
Кварц	307	1,36	418	18,9	$Q = 23,3$
Санидин	1076	1,28	1377	62,1	$y = +23,3$ $A = 76,7$ $x = 0$
Эгирин	218	1,00	218	9,8	
Коссирит	104	0,96	100	4,5	$CI = 14,4$
Апатит	2	1,14	2	0,1	
Нагрисилит	88	1,00	88	4,0	} растворены в стекле
Галит	14	1,00	14	0,6	
Контроль	1809		2217	100,0	

Результат: Эгирин-авгитовый риолит с коссиритом (ультращелочной риолит).

Примечания

КЛЮЧ 1

- (2) $Ox^0 = 39/76 = 0,513$,
 (3) $\sigma = 12,48^2 / (68 - 43) = 6,17$,
 $\tau = (11,34 - 7,76) / 0,65 = 5,50$.
 (4) $Hl = 14$, остающийся $Na = 250 - 14 = 236$.
 (5) Вариант *г*.
 (9) Норма содержит As и Ns .

КЛЮЧ 2

- (1) Вариант *г*.
 (21) Вариант Б: $Il/Fs = 16/58 = 0,277$, схема a
 и $Ns = 112 > 24,94 = 0,43 Fs$.
 (23) $M = 252$, $a = 156/252 = 0,62$, эгирин-авгит.
 (26) Вариант Б, схема a .
 (27) Вариант a : $Hu^* = 0$.
 (38) $Fsp^* = 1076$, $O_{r_{46}} Ab_{54} An_0 =$ санидин.

Пояснения

Химически порода является ультращелочным риолитом, так как натрисилит (Ns) частично входит в состав коссирита. Оставшиеся Ns и Hl растворены в стекле.

Принимаем во внимание, что по сравнению с обычными риолитами в ультранатриевом риолите значение σ высокое, а τ — очень низкое. Это не указывает прямо на появление ультранатриевых магм, однако можно предположить, что обогащение Na и Ti компонентами произошло путем газового переноса.

Плутоническая фация, соответствующая гиалопантеллериту

Расчет плутонической фации производится по ключу 3, шаги (1), (29), (30), (34), (39).

Насыщенный нормативный состав:

Нl	Ar	Il	Or	Ab	Ac	Ns	Wo	Hу	ΔQ	
14	2	16	500	610	156	112	16	80	303	1809 = сумма
		-4	-1	-1	-123	-40	-2	-63	-16	210 + 40 Ns = рибекит
		12	499	609	33	72	14	17	287	
		-1	-1	-8	-33		-14	-17	+3	71 = эгирин-авгит
		11	498	601	—		—	—	290	290 = кварц
										1099 = ортоклаз
										11 = ильменит
Остаток Нl = 14 и Ns = 72										

	Аг. кол-во	Коефф.	Об. экв.	Об. %	
Кварц	290	1,36	394	18,4	$Q = 21,9$ $y = +21,9$
Ортоклаз	1099	1,28	1407	65,7	$A = 78,1$ $x = 0$
Рибекит	250	1,03	258	12,0	
Эгирин-авгит	71	1,00	71	3,3	
Ильменит	11	0,92	10	0,5	CI = 15,9
Апатит	2	1,14	2	0,1	
	1723		2142	100,0	
Нl, Ns	86				
Контроль	1809				

Результат: рибекитовый гранит

Примечание

КЛЮЧ 3

- (1) Вариант в.
 (29) Вариант а.
 (30) $a = 156/236 = 0,66$, $w = 16/236 = 0,07$,
 $w_2'' = 0,01$, $w' = 0,27$, $f''' = 0,008$, $q''' = 0,086$.
 (34) $X = 0,20/0,26 = 0,77$, $Y = 0,77 \cdot 236 = 182$,
 $Z = 123 + 63 + 2 = 188$ (ср. схему),
 $D = (0,008 \cdot 182)/1110 = 1,46/1110 = 0,0013$.

Отметим, что к рибекиту может быть добавлено около 20% Ns (максимально); таким образом, рибекит равен $210 + 40 = 250$ [см. примечание к шагу (34)].

Пояснения

Рибекитовый гранит найден в обломках вулканической брекчии на острове Пантеллерия. Его модальный состав соответствует результату расчета.

Потеря H_1 и N_s в процессе кристаллизации была показана Романо [53] путем сравнения анализов стекловатой корки и почти полнокристаллической внутренней части пантеллеритового лавового потока.

Пример 7. Содалит-нефелиновый фонолит

(лавовый купол горы Кампаньяно, Искья, Италия; Готтини, не опубликовано)

Вес. %	Ат. кол-во	H_1	Ap	Il	Or	Ab	Ac	N_s	Wo	En	Fs	ΔQ
SiO_2	60,10	1001			381	681	50	9	18	16	13	-167
Al_2O_3	18,03	354			127	227						
Fe_2O_3	2,04	25					25					
FeO	1,29	18		10							13	
MnO	0,32	5										
MgO	0,63	16								16		
CaO	1,05	19		1					18			
Na_2O	8,70	281	10			227	25	19				
K_2O	6,00	127			127							
TiO_2	0,78	10			10							
P_2O_5	0,06	1		1								
Cl	0,35	(10)	(10)									
(без хлора)	1857	10	2	20	635	1135	100	28	36	32	26	-167
Коссирит				-8				-11			-26	-4 = 49
Эгирин-авгит		10		12	635	1135	100	17	36	32	-	-171
				-3	-3	-24	-100		-36	-32		+9 = 189
Содалит		10		9	632	1111	-		-	-		-162
		-10				-150						+60 = 100
Нефелин					632	961						-102
					-34	-228						+102 = 160
Сандин					598	733						-
					Or_{45}	Ab_{55}						=1331

	Ат. КОЛ-ВО	Коэфф.	Об. экв.	Об. %	
Санидин	1331	1,28	1704	75,0	$A = 85,0$ $x = 0$
Нефелин	163	1,08	176	7,8	$F = 15,0$ $y = -15,0$
Содалит	99	1,28	127	5,6	
Эгирит-авгит	206	1,00	206	9,1	
Коссирит	49	0,96	47	2,1	
Ильменит	9	0,92	8	0,3	CI = 11,6
Апатит	2	1,14	2	0,1	Поле II
	1857		2270	100,0	

Результат: нефелиновый (ультращелочной) фonoлит.

Примечание

КЛЮЧ 2

$$(21) 4(Ac + Wo + Hy) = 776 < 1770 = Or + Ab \rightarrow B,$$

$$II / F_s = 20/26 = 0,77,$$

$$\text{так как } N_s = 28 > 11,2 (F_s \cdot 0,43) \rightarrow б.$$

$$(23) M = 168.$$

$$(26) D \cdot Cl = 9,9, \text{ содалит} = 99.$$

$$(27) Hy^* = 0.$$

$$(28) k = 635/1770 = 0,355 = \text{вариант } a,$$

$$k^* = 632/1598 = 0,395,$$

$$q^* = 104/1598 = 0,065.$$

$$(29) U = 1,567,$$

$$X = 2,567 \cdot 104 = Ne + |\Delta Q_1| = 267,$$

$$0,33 k^* = 0,132.$$

$$(38) F_{sp}^* = 1331 Or_{45} Ab_{55}.$$

Пояснения

Анализируемый образец представляет лаву большого экзогенного купола, сложенного полностью сваренными туфами. По модальному составу он является щелочным фенотрахитом, содержащим в стекловатой основной массе около 6% фенокристов санидина и примерно 9% мелких кристаллов эгирин-авгита, коссирита и рудного минерала. В действительности же это ультращелочной фonoлит.

В течение первого этапа извержения, предшествовавшего формированию купола, были выброшены пемза и обломки плутонических пород. Среди последних обнаружены обломки фойяитового типа, содержащие щелочные полевые шпаты, содалит, нефелин, эгирин-авгит, щелочные амфиболы и непрозрачные рудные минералы. Для того чтобы установить, являются ли эти породы гетероморфными эквивалентами фенощелочного трахита, следует рассчитать "водную" плутоническую фацию.

КЛЮЧ 3
Плутоническая фация

Нl	Ар	П	Or	Ab	Ac	Ns	Wo	Hy	ΔQ	
10	2	20	635	1135	100	28	36	58	-167	
		-1			-29	-11	-3	-17	-2	63 = арфведсонит
10		19	635	1135	71	17	33	41	-169	
		-2	-2	-18	-71	-17	-33	-41	+7	177 = эгирин-авгит
10		17	633	1117	—	—	—	—	-162	
-10				-148					+59	99 = содалит
			633	969					-103	
			-35	-227					+103	159 = нефелин
			598	742					—	
			Or ₄₅	Ab ₅₅						1340 = ортоклаз

	Ат. кол-во	Кэфф.	Об. экв.	Об. %	
Ортоклаз	1340	1,28	1715	75,4	$A = 85,1$ $x = 0$
Содалит	99	1,28	127	5,6	$F = 14,9$ $y = -14,9$
Нефелин	159	1,08	172	7,6	
Эгирин-авгит	177	1,00	177	7,8	
Арфведсонит	63	1,03	65	2,8	CI = 11,4
Ильменит	17	0,92	16	0,7	
Апатит	2	1,14	2	0,1	Поле 11
	1857		2274	100,0	

Результат: содалитсодержащий фойяит.

Примечание

КЛЮЧ 3

(1) Вариант в.

(29) $a = 100/158 = 0,633$,

$w = 36/158 = 0,228$. Вариант б.

(31) $w_2'' = 0,065$, $w'' = 0,295$ (арфведсонит),

$f'' = 0$, $q'' = +0,05$.

(34) $X = (0,295 - 0,228)/(0,295 - 0,065) = 0,292$,

$Y = 0,292 \cdot 158 = 46,1$,

$$Z = (Ac + Wo + Hy) = 194 \text{ (при } f'' = 0),$$

$$D = 0.$$

$$(36) k^* = 633/1602 = 0,395,$$

$$q^* = 103/1602 = 0,064,$$

$$U = 1,545.$$

$$(37) X = 2,545 \cdot 103 = 262,$$

$$0,33 k^* = 0,132.$$

(39) Богатые натрием ортоклазы легко распадаются с образованием пертита, содержащего около 40% альбита.

Пояснения

Результат расчета показывает, что упоминавшиеся выше вулканические обломки действительно являются гетероморфными эквивалентами ультращелочного фенолита. В некоторых из этих обломков щелочной полевой шпат пертитизирован и содержит около 40% альбита.

Пример 8. Роговообманково-оливиновый лейкобазальт (Викерсберг, ФРГ, [1])

Вес. %	Ат.	Ал	Сс ¹⁾	Ар	П	Мт ₀	Ог	Аб	Ан	Во	Ну	ΔQ
КОД-ВО												
SiO ₂	40,59	675					57	312	159	96	366	-315
Al ₂ O ₃	14,39	282					19	104	159			
Fe ₂ O ₃	5,11	64										
FeO	8,16	114			44	37					100	
MnO	0,19	3										
MgO	10,73	266									266	
CaO	10,74	192	1	3	13				79	96		
Na ₂ O	3,21	104						104				
K ₂ O	0,91	19					19					
TiO ₂	3,48	44				44						
P ₂ O ₅	0,58	8			8							
CO ₂	0,15	3		3								
Cl	0,02	(-)										
So ₃	0,07	1	1									
	1775		2	6	21	88	37	95	520	397	192	732 -315
					-26		-2	-29	-73	-192	-192	+36 478 = авгит
					62		93	491	324		540	-279
	-2						-4	-26				+12 20 = гаюин
							89	465	324		540	-267
											-540	+135 405 = оливин
							89	465	324			-132 = ΔQ ₁
							-18	-318				+132 204 = нефелин
Fsp* = 542							71	147	324			- 43 = санидин
							Or ₁₃	Ab ₂₇	An ₆₀			499 = лабрадор

¹⁾ Кальцит является вторичным минералом и в расчет не включается, поэтому $\Sigma = 1769$.

	Ат. кол-во	Коэфф.	Об. экв.	Об. %	
Санидин	43	1,28	55	3,0	$A = 6,1$
Лабрадор	499	1,21	604	32,6	$P = 66,7$ $x = 91,6$
Нефелин	204	1,08	220	11,9	$F = 27,2$ $y = -27,2$
Гаюин	20	1,28	26	1,4	
Титан-авгит	478	1,00	478	25,7	
Оливин	405	0,88	356	19,2	$Cl = 51,1$
Магнетит	37	0,91	34	1,8	
Ильменит	62	0,92	57	3,1	
Апатит	21	1,14	24	1,3	Поле 14
Вторичный кальцит	$\frac{1769}{6}$ 1775		1854	100,0	

Результат: нефелин-оливиновый тефрит (базанит).

КЛЮЧ 1

- (2) $Ox^0 = 0,36$.
 (3) $\sigma = -7,04$,
 $\tau = 3,21$.
 (7) $Mt_0 = 0,27 (181 - 44) = 37$.

КЛЮЧ 2

(22) $x = 19$	2	$S = 615 < 1804 = 2M$ $F'Wo = 0,54 \times 192 = 104$ $Q' = 36, \quad n = 1$ $Wo/An = 192/397 = 0,484; p = 0,29;$ $\Pi' = 26$
$y = 312$	29	
$z = 796$	73	
$\frac{1127}{1127}$	$\frac{104}{104}$	

(24) $k = 95/615 = 0,154$ (v не обязательно).

(26) Вариант z . Пренебрегаем небольшим атомным количеством Cl (0,6), так как он входит в апатит.

(27) Вариант v .

(28) $k = 0,154$ [см. шаг (22)], т. е. $< 0,4$, следовательно, вариант a .

$$k^* = 89/554 = 0,161, \quad q^* = 182/554 = 0,238,$$

$$U = 1,543.$$

(29) $X = 2,543 \cdot 132 = 336, \quad 0,33 k^* = 0,053$.

(38) $Fsp^* = 542$	$Or^* = 71$	$13 = x$
	$Ab^* = 147$	$27 = y$
	$An^* = 324$	$60 = z$
$Fsp^* = 542$		100

Санидин = 43 = (8%), лабрадор = 499 = (92%).

Пояснения

Название "роговообманково-оливиновый лейкобазальт" дано Аренсом и Вилуоком исходя из состава фенокристов и микрофенокристов (плагиоклаз, роговая обманка, оливин, авгит), основного состава плагиоклаза (т. е. это базальт по Розенбушу) и резкого преобладания плагиоклаза среди фенокристов (отсюда ошибочное название "лейко-").

Модально порода является роговообманково-оливиновым фенобазальтом, однако ее химический состав отвечает нефелиновому базальту. Наличие в модальном составе породы ~ 18% роговой обманки указывает на смешение фаций. Поэтому прежде всего должна быть рассчитана "водная" плутоническая фация с помощью ключа 3 (расчет начинаем с насыщенной нормы, содержанием SO_3 пренебрегаем).

Расчет "водной" плутонической фации

Насыщенная норма:

Ah	Ap	Il	Mt ₀	Or	Ab	An	Wo	Hу	ΔQ	
(2)	21	88	37	95	520	397	192	732	-315	
		-46					-46	+46	-23	69 = сфен
		42		95	520	397	146	778	-338	
		-42		-87	-474	-362	-146	-742	+386	1467 = керсутит
				8	46	35		36	+48	
				-4				-4	+2	6 = биотит
Fsp*	= 85			4	46	35		32	+50	50 = кварц
				Or ₅	Ab ₅₄	An ₄₁		-32		32 = гиперстен
					85					85 = андезин

	Ат. КОЛ-ВО	Коэфф.	Об. экв.	Об. %	
Кварц	50	1,36	68	3,7	
Андезин	85	1,21	103	5,5	
Гиперстен	32	1,00	32	1,7	
Гастингсит	1467	1,03	1510	81,4	
Биотит	6	1,10	7	0,4	
Сфен	69	1,12	77	4,2	
Магнетит	37	0,91	34	1,8	
Апатит	21	1,14	24	1,3	
	1767		1855	100,0	
(Cc + Ah = 8)					CI = 90,8

Результат: горнблендит.

Примечания

КЛЮЧ 3

- (12) $w = 192/732 = 0,262$, $x = 0,524 \cdot 88 = 46$.
 (17) $k = 95/615 = 0,154$, $w^* = 146/778 = 0,188$,
 $m = 532/778 = 0,685$,
 $q^{**} = -0,52$, $f^{**} = 1,23$, $i^{**} = 0,18$.
 (18) $H = (0,188 + 0,06) \cdot 778/026 = 742$,
 $(\Pi^{**} = 133)$, $\Pi^* = 42$, $\Pi^{**} = \Pi$,
 $D = (1,23 \cdot 742) / 1012 = 0,913$, $Q^{**} = 0,52 \cdot 742 = 386$.
 (21) $X = 1,2 (8 - 4,6) = 4$.

При расчете плутонической фации можно пренебречь небольшими количествами SO_3 , так как горнблендит является пересыщенной породой и не содержит гаюина. Очень вероятно, что SO_3 появился в лаве в результате привноса в пиромагму газовой фазы.

Расчет смешанной фации

В плутонической породе содержание гастингсита должно было бы составлять 81,4 об. %, однако процесс кристаллизации был прерван вулканическим извержением, когда содержание его составляло только 18% этого минерала. Эти 18% следует вычесть из насыщенного нормативного состава породы, а остаток пересчитать по схеме расчета вулканических фаций. После того как будут определены минеральные ассоциации плутонической и вулканической фаций, вычисляется состав смешанной фации следующим образом.

Приводим насыщенную норму гастинггита к 18%, умножая каждый компонент на коэффициент 0,221 (18/81,4). Тогда атомное количество фенокристов гастингсита будет равно $0,221 \cdot 1467 = 326$. Пропорционально уменьшаем и другие компоненты и затем их количества вычитаем соответственно из насыщенной нормы породы. Остаток должен быть распределен соответственно ранее рассчитанной вулканической фации. Так как остается 160 Wo, количество титан-авгита уменьшится согласно отношению $160/192 = 0,835$. Далее полностью вычитаем галоген. Остающиеся 408 Hu^* превращаем в 306 O1 и 102 атома свободного кремнезема. Это оставляет дефицит кремнезема равный -84, который компенсируется превращением 214 атомов щелочного полевого шпата в 130 Ne. Остающийся полевой шпат огределяется по номограмме для вулканических фаций (фиг. 49).

AhAp	Il	Mt ₀	Or	Ab	An	Wo	Hу	ΔQ	
2 21	88	37	95	520	397	192	732	-315	
	-9		-20	-107	-81	-32	-164	+87	326 = ГАСТИНГСИТ
2	79		75	413	316	160	568	-228	= остаток
	-22		-2	-23	-60	-160	-160	+30	397 = Ti = АВГИТ
2	57		73	390	256	—	408	-192	
2			-4	-26				+12	16 = ГАЮИН
							408	-186	
							-408	+102	306 = ОЛИВИН
			69	364	256			-84	
			-12	-202				+84	130 = НЕФЕЛИН
Fsp* = 475			57	162	256				
Санидин = 31 (6,5%)			Or ₁₂	Ab ₃₄	An ₅₄				31 = САНИДИН 44 = ЛАБРАДОР

	Ат. КОЛ-ВО	Коефф.	Об. экв.	Об. %	
Санидин	31	1,28	40	2,2	A = 5,5
Лабрадор	444	1,21	536	29,0	P = 72,7 x = 92,9
Нефелин	130	1,08	140	7,6	F = 21,8 y = -21,8
Гаюин	16	1,28	21	1,1	
Титан-авгит	397	1,00	397	21,5	
Гастингсит	326	1,03	337	18,2	
Оливин	306	0,88	269	14,5	CI = + 60,1
Магнетит	37	0,91	34	1,8	
Ильменит	57	0,92	52	2,8	
Апатит	21	1,14	24	1,3	
	1769		1850	100,0	
(Вторичный Cc = 6)					

Пояснения

Полученный результат соответствует модальному составу кристаллических фаз. Однако в стекловатой матрице фактически содержатся санидин и нефелин. Полное название породы: "фенобазальтовый авгит-роговообманковый базанит".

Пример 9. Лейцитовый тефрит

(Везувий, извержение 1944 г.; среднее из 8 анализов [56])

Вес, %	Ат. %	Ат. КОЛ.-ВО	Ab	Hi	Ap	Il	Mt ₀	Or	Ab	An	Wo	Hу	ΔQ	
SiO ₂	48,08	800						432	246	132	78	142	-230	
Al ₂ O ₃	18,25	358						144	82	132				
Fe ₂ O ₃	5,06	63												
FeO	4,21	59				9	62					51		
MgO	3,66	91										91		
CaO	8,98	160	1		17					64	78			
Na ₂ O	2,80	90		8					82					
K ₂ O	6,79	144						144						
TiO ₂	0,70	9				9								
P ₂ O ₅	0,73	10			10									
BaO	0,31	2								2				
Cl	0,27	(8)			(8)								(Cl = 7,6)	
SO ₃	0,06	1	1										(SO ₃ = 0,75)	
	1787		2	8	27	18	62	720	410	330	156	284	-230	
						-2		-9	-16	-42	-156	-156	+23	358 = дионсид
			2	8		16		711	394	288		128	-207	
				-8					-114				+46	76 = содалит
			2					711	280	288		128	-161	
			-2					-3	-19				+9	15 = гаюин
								708	261	288		128	-152	
												-128	+32	96 = оливин
								708	261	288			-120	
								-545	-55				+120	480 = лейцит
F _{sp} * = 657								163	206	288				174 = савидин
Савидин = 26,5%								Or ₂₅	Ab ₃₁	An ₄₄				483 = лабрадор

Примечания

КЛЮЧ 2

(22) $F \cdot Wo = 0,43 \cdot 156 = 67,$

$k = 720/1130 = 0,637,$

$n = 1, Wo/An = 47, p = 0,14;$

x = 144	9
y = 246	16
z = 660	42

1050	67
------	----

Q' = 23.

(28) $k^* = 708/968 = 0,732,$

$q^* = 120/968 = 0,124.$

	Ат. кол-во	Коэфф.	Об. экв.	Об. %	
Санидин	174	1,28	223	10,6	$A = 14,3$
Лабрадор	483	1,21	584	27,7	$P = 37,4$ $x = 72,5$
Лейцит	480	1,33	638	30,0	$F = 48,3$ $y = -48,3$
Содалит	76	1,28	97	4,6	
Гаюин	15	1,28	19	0,9	
Диопсид	358	1,00	358	17,0	
Оливин	96	0,88	84	4,0	CI = 25,9
Ti - магнетит	78	0,91	71	3,4	Поле 13
Апатит	27	1,14	31	1,5	
Контроль	1787		2105	100,0	

Результат: лейцитовый фанотефрит.

Пояснения

Содалит и гаюин в породе не обнаружены, присутствие санидина также проблематично даже в образцах с очень небольшим количеством стекла. Можно предположить, что CI и SO₃ заключены в стекле и теряются при полной его раскристаллизации. Если это так, то при расчете CI и SO₃ не должны учитываться.

Ат. кол-во	Ar	Il	Mt ₀	Or	Ab	An	Wo	Hu	ΔQ	
Si 800				432	270	124	83	142	-251	
Al 358				144	90	124				
Fe 122		9	62					51		
Mg 91								91		
Ca 162	17					62	83		(включая Ba)	
Na 90					90					
K 144				144						
Ti 9		9								
P 10	10									
1786	27	18	62	720	450	310	166	284	-251	
		-3		-10	-19	-43	-166	-166	+25	382=диопсид
		15		710	431	267	—	118	-226	
								-118	+30	88=оливин
				710	431	267		—	-196	
				-614	-61				+135	540=лейцит
				96	360	267			-61	
				-32	-120				+61	91=нефелин
Fsp* = 581				64	250	267			—	29=санидин
Санидин = 5%				Or ₁₁	Ab ₄₃	Ap ₄₆				552=плаггиоклаз

	Ат. кол-во	Коефф.	Об. экв.	Об. %	
Санидин	29	1,28	37	1,8	$A = 2,5$
Плагиоклаз	552	1,21	668	32,1	$P = 43,9$ $x = 92,6$
Лейцит	540	1,33	718	34,5	$F = 53,6$ $y = -53,6$
Нефелин	91	1,08	98	4,7	
Диопсид	382	1,00	382	18,3	
Оливин	88	0,88	77	3,7	CI = 26,9
Ti-магнетит	77	0,91	70	3,4	Поле 14
Апатит	27	1,14	31	1,5	
	1786		2081	100,0	

Результат этого расчета значительно отличается от предыдущего. Количество лейцита и плагиоклаза увеличилось, в то время как содержание санидина стало на порядок меньше. Поэтому в двойном треугольнике соответствующая точка сместилась из поля 13 в поле 14, что определяет породу как лейцитовый тефрит. Это лучше согласуется с модальным составом породы и подтверждает случайность содержания CI и SO_3 .

Среди многочисленных обломков в выбросах Соммы (Везувий) обнаружены дайковые породы, содержащие биотит наряду с лейцитом, плагиоклазом и другими минералами. Они представляют субвулканическую фацию лейцитовых тефритов. Для того чтобы рассчитать минеральную ассоциацию этой гетероморфной породы, применяется тот же ключ 2, шаги (24) и (25). Приведенные в них правила расчета предусматривают возможность более высокого давления паров, которое и является причиной формирования биотита при субвулканических условиях.

Ap	Il	Mt ₀	Or	Ab	An	Wo	Hu	ΔQ	
27	18	62	720	450	310	166	284	-251	1786 = сумма
	-3		-10	-19	-43	-166	-166	+25	382 + 10 = диопсид
	15		710	431	267	—	118	-226	
	-9		-90	-12	-11	+5	-113	+59	171 = биотит
	6		620	419	256	(5)	(5)	-167	
			-527	-53				+116	464 = лейцит
			93	366	256	—	—	-51	
			-27	-100				+51	76 = нефелин
Fsp* = 588			66	266	256			—	12 = санидин
			Or ₁₁	Ab ₄₅	An ₄₄				576 = плагиоклаз

	Ат. кол-во	Коэфф.	Об. экв.	Об. %	
Санидин	12	1,28	15	0,7	$A = 1,0$
Плагиоклаз	576	1,21	697	33,5	$P = 49,5 \quad x = 98,0$
Лейцит	464	1,33	617	29,6	$F = 49,5 \quad y = -49,5$
Нефелин	76	1,08	82	3,9	
Диопсид	392	1,00	392	18,8	$CI = 32,3$
Биотит	171	1,10	188	9,0	
Ti-магнетит	68	0,91	62	3,0	
Апатит	27	1,14	31	1,5	Поле 14
	1784		2084	100,0	

Подобные породы весьма обычны среди блоков в выбросах Соммы и иногда эти "лейцитовые тералиты" называют соммаитами. Следует указать, что существуют также лейцитовые тефриты, которые содержат небольшие количества биотита. Они соответствуют характерным смешанным фациям.

Другие типы выброшенных вулканом обломков наряду с нефелином и полевыми шпатами содержат меланит и амфибол. Гетероморфная связь их с лейцитовыми тефритами обнаруживается при следующем расчете плутонической фации:

Ap	Pl	Mt ₀	Or	Ab	An	Wo	Hu	ΔQ	
27	18	62	720	450	310	166	284	-251	1786 = сумма
	-15				-15	-120	-45	+30	165 = меланит
	3		720	450	295	46	239	-221	
	-3		-114	-71	-49	-46	-232	+97	418 = керсутит
	—		606	379	246	—	7	-124	
			-5	-1	-1		-7	+4	10 = биотит
			601	378	239		—	-120	
			-45	-255				+120	180 = нефелин
Fsp*			556	123	245			—	610 = ортоклаз
			Or ₆₀	Ab ₁₃	An ₂₇				314 = битовнит

Примечания

КЛЮЧ 3

- (1) Вариант б.
 (12) $w = 166/284 = 0,584$, $X = 2 \cdot 0,416 \cdot 18 = 15$.
 (17) $w^* = 46/239 = 0,192$, $m = 91/120 = 0,64$,
 $w_1'' = 0,2$, $i'' = 0,14$, $f'' = 1,01$, $q'' = -0,42$.
 (18) $H = (0,192 + 0,60) \cdot 239/0,26 = 232$,
 $D = (1,01 \cdot 232)/1480 = 0,158$.

- (21) $X = 1,2 \cdot (606 - 38) = 682.$
 (22) $k^* = 0,3 \cdot 0,615 + 0,70 = 0,885.$
 (36) $k^* = 601/979 = 0,614,$
 $q^* = 120/979 = 0,123, U = 1,5.$
 (37) $X = 2,5 \cdot 120 = 300.$

КЛЮЧ 6

	Ат. КОЛ-ВО	Коэфф.	Об. экв.	Об. %	
Ортоклаз	610	1,28	781	38,2	$A = 57,7$
Битовнит	314	1,21	380	18,6	$P = 28,0 \quad x = 32,8$
Нефелин	180	1,08	194	9,5	$F = 14,3 \quad y = -14,3$
Гастингсит	418	1,03	431	21,0	
Биотит	10	1,10	11	0,5	$CI = 33,7$
Меланит	165	0,99	163	8,0	
Магнетит	62	0,91	56	2,7	Поле 12
Апатит	27	1,14	31	1,5	
	1786		2047	100,0	

Результат: меланитсодержащий амфиболовый фельдшпатоидный мондоциенит.

Пояснения. Очень сходные породы известны среди вулканических выбросов Соммы (Везувий).

Пример 10. Мелилитовый нефелинит с оливином и кальсилитом (Ньирагонго, Восточная Африка, [10])

Вес. %	Ат. КОЛ-ВО	Cc	Ap	Il	Or	Ab	Ac	Wo	Hu	ΔQ	
SiO ₂	36,56	609			369	387	90	186	175	-598	
Al ₂ O ₃	12,85	252			123	129					
Fe ₂ O ₃	4,80	60					45				
FeO	7,10	99		39			31		48		
MnO	0,28	4									
MgO	5,12	127							127		
CaO	14,56	260	19	55				186			
Na ₂ O	5,38	174				129	45				
K ₂ O	5,80	123			123						
TiO ₂	3,13	39		39							
P ₂ O ₅	2,31	33		33							
CO ₂	0,85	19	19								
	1799	38	88	78	615	645	180	372	350	-598	
				-14	-14	-112	-180	-372	-350	+45	997 = эгирин-авгит
				64	601	533	—	—	—	-553	
						-550				+110	440 = лейцит
						584				-443	
$M_{10} + II'' = 31 + 39 = 70$						-584				+234	350 = нефелин
										-209	ΔQ_m

II'	(Or' + Ab')	Ac	Wo	Hu	Q'	Предварительные минералы
39	126	180	372	350	-45	1022 = клинопироксен Crx_0
-39			-39	+39		39 = перовскит Psk_0
	-109	-180	-90		+45	579 = мелилит Mel_0
			-243	-102	+100	215 = оливин Ol_0
	-17		-287	+72		10 = нефелин Ne_0
				+7		
—	—	—	—	—	179	= ΣQ_m

$$R = 1,168 \quad X = 220$$

$$R^* = 0,757 \quad (1 - R^*) = 0,243$$

	Ат. КОЛ-ВО	Коэфф.	Об. экв.	Об. %	
Лейцит	440 - 1,333 X	146	1,33	194	9,9
Кальсилит	X	220	1,17	257	13,1
Нефелин	10 R* + 350	358	1,08	387	19,8
Эгирин-авгит	(1 - R*) · 1022	248	1,00	248	12,7
Оливин	215 R*	163	0,88	143	7,3
Мелилит	579 R*	438	1,12	491	25,4
Ульвошпинель	39 + 31	70	0,91	64	3,3
Перовскит	39 R*	30	1,02	31	1,6
Апатит		88	1,14	100	5,1
Кальцит		38	1,11	42	2,1
Контроль		1799		1957	100,0

Результат: лейцитсодержащий мелилитовый нефелинит.

Примечания

КЛЮЧ 1

(2) $Ox^0 = 60 / 163 = 0,368$.

(3) $\tau = (12,85 - 5,38) / 3,13 = 2,39$.

$$\sigma = (5,38 + 580)^2 / (36 \cdot 56 - 43,00) = -19,4.$$

(4) Кальцит = $2 \cdot 19 = 38$, оставшийся Ca = $260 - 19$.

(5) Вариант в.

(8) Mt_0 формируется после Ac, $Mt_0 = 0,397 (163 - 39 - 25) = 31$.

КЛЮЧ 2

(1) Вариант в.

(18) Вариант б.

(23) M = 902.

- (26) Вариант *a*.
 (27) $Hу^* = 0$, вариант *в*: $\Delta Q = Q_1$.
 (28) $k = 615/1260 = 0,488$, вариант *б*,
 $k^* = 601/1134 = 0,530$,
 $q^* = 553/1134 = 0,488$,
 $v^* = 1260/722 = 1,745$ (фиг. 47, 48).
 (36) $q_L = 0,097$, $X = 0,097(601 + 533) = 110$.
 (40) Вариант *в*.
 (43) $\Pi'' = 0,5\Pi = 39$.
 (44) Вариант *в*: $R = 209/179 = 1,168$.
 (46) Вариант *б*.
 (48) $X = (1,168 - 0,3) \cdot (209 + 45) = 220$.

Вариант *a*:

$$R^* = (209 - 0,333 \cdot 220) / 179 = 0,757,$$

$$(1 - R^*) = 0,243.$$

Пояснения

Результат хорошо согласуется с наблюдаемым модальным составом; последний довольно изменчив в отдельных шлифах, что обычно для мелилитсодержащих пород.

Низкое значение τ указывает на генетическое родство с базальтами верхней мантии, а отрицательное значение σ отражает сильную десиликацию и щелочной характер породы.

Гетероморфным эквивалентом мелилитсодержащих пород являются карбонатитовые породы; расчет проводится с помощью ключа 5.

Расчет гетероморфного карбонатита

Сс	Ар	П	Ог	Аб	Ас	Mt ₀	Wo	Hy	ΔQ	
38	88	78	615	645	180	31	372	350	-598	
		-14	-14	-112	-180		-372	-350	+45	997 = эгирин-авгит
		64	601	533	—		—	—	-553	
			-85	-483					+227	341 = нефелин
			516	50					-326	
			-516	-50						566 = ортоклаз
			—	—					-326	= ΔQ_c

Предварительный ильменит $\Pi_0 = 14$

Предварительный ортоклаз $Ort_0 = 1,2 \times 14 = 17$

Предварительный нефелин $Ne_0 = 0,6 \times (112 - 3) = 65$ Предварительный карбонат $Carb_0 = 372 + 350 = 722$

$$\Sigma Q_C = 361 + 43 - 45 = 359$$

$$R = 326/359 = 0,90$$

		Ат. КОЛ-ВО	Коэфф.	Об. экв.	Об. %	
Ортоклаз	566 + 17 R	581	1,28	744	31,0	$A = 63,3$
Нефелин	341 + 65 R	400	1,08	432	18,0	$F = 36,7$
Эгирийн	997 (1 - R) + 180 R	256	1,00	256	10,6	$x = 0$
Ульвошинель	31 + 64 + 14 R	108	0,91	98	4,1	$y = -36$
Апатит		88	1,14	100	4,2	$CI = 18,9$
Карбонаты	38 + 722 R	694	1,11	770	32,1	$Carb = 32$
		2127		2400	100,0	
		-328				
Контроль		1799				$CI = 1890/67,9 = 27,8$

Результат: карбонатитовый фойяит.

Пример 11. Мелилитит

(Хомболл, Хегану, ФРГ, [12])

Вес, %	Ат. КОЛ-ВО	Ar	Il	Mt ₀	Or	Ab	An	Wo	Hu	ΔQ	
SiO ₂ 37,19	619				147	291	47	196	474	-536	
Al ₂ O ₃ 9,83	193				49	97	47				
Fe ₂ O ₃ 8,31	104										
Cr ₂ O ₃ 0,06	1										
FeO 4,88	68		24	45					106		
MnO 0,15	2										
MgO 14,84	368								368		
CaO 13,24	236	17					23	196			
Na ₂ O 3,02	97					97					
K ₂ O 2,32	49				49						
TiO ₂ 1,94	24		24								
P ₂ O ₅ 0,68	10	10									
	1771	27	48	45	245	485	117	392	948	-536	
			-48		-25	-146	-117	-392	-392	+101	1019 = авгит
					220	339			556	-435	
									-556	+139	417 = оливин
					220 + 339					-296	
					-370					+148	222 = нефелин
					189					-148	
					-189					+38	151 = лейцит
										-110	= ΔQ _m

Для того чтобы компенсировать дефицит кремнезема ΔQ_m , некоторое количество Cpx необходимо превратить в мелилит и т. д. Перед этим $0,5 \Pi = \Pi''$ прибавляется к Mt_0 , другая половина — к предварительному Cpx_0 .

Π''	$Or' + Ab'$	An	Wo	Hu'	Q'	
24	171	117	392	392	-101	$995 = Cpx_0$
-24		-60			+24	$24 = Psk_0$ $36 = Hz_0$
—	171	57	392	392	—	
		-57	-23		+23	
	-166		-369	-155	+151	$596 \left\{ \begin{array}{l} 57 = Geh_0 \\ 539 = Mel_0 \end{array} \right.$
	5			237		
				-237	+59	$178 = Ol_0$
	5					
	-5				+2	$3 = Ne_0$
	—				+158	$= \Sigma Q_m$
$R = 110/158 = 0,696$				$R' = (110 - 37,8)/158 = 0,457$ $(1 - R') = 0,543$		

	Ат. КОЛ-ВО	Коэфф.	Об. экв.	Об. %		
Кальсит	113	1,17	132	7,4		
Нефелин	$(0,457 \times 3) + 222$	223	1,08	241	13,6	$F = 100,0$
Авгит	$0,543 \times 995$	541	1,00	541	30,5	$y = -100,0$
Оливин	$(0,457 \times 178) + 417$	499	0,88	439	24,7	
Мелилит	$0,457 \times 596$	272	1,12	305	17,2	$CI = 79,0$
Перовскит	$0,457 \times 24$	11	1,02	11	0,6	
Ti-магнетит	$(0,457 \times 36) + 45 + 24$	85	0,91	77	4,3	
Апатит		27	1,14	31	1,7	
	1771		1777	100,0		

Результат: оливин-мелилитовый меланефелинит,
Примечания

КЛЮЧ 2

(22)	$x = 49$		25	$F'Wo = 0,736 \cdot 392 = 288$
	$y = 290$		146	
	$z = 234$		117	$Q' = 0,35 \cdot 288 = 101$
	573		288	

(28) $k^* = 220/559 = 0,394$, $q^* = 296/559 = 0,530$.

(33) $q_N = 0,265$, $X = 148$.

(44) Кальсилит = $0,75 \cdot 151 = 113$.

Пояснения

Модальный состав мелилитсодержащих пород бывает изменчив даже в пределах одного образца. Кроме того, определяемый модальный состав часто не соответствует действительности, так как оптически невозможно различить кальсилит и нефелин, а в мелких зернах мелилит может быть спутан с авгитом.

В субвулканических условиях при более высоком давлении CO_2 мелилит неустойчив и вместо него совместно с силикатами формируются карбонаты. Гетероморфным эквивалентом мелилитсодержащих пород являются, таким образом, карбонатиты, минеральные ассоциации которых вычисляются в соответствии с ключом 5 следующим образом:

Ap	Il	Mt ₀	Or	Ab	An	Wo	Hu	ΔQ (насыщенная норма)
27	48	45	245	485	117	392	948	-536
	-36		-25	-146	-117	-392	-392	+101
								1007 = авгит
	12		220	339	—	—	556	-435
	-12		-176	-30			-208	+107
								319 = биотит
	—		44	309			348	-328
							-348	+87
								261 = оливин
			44	309			—	-241
			-44	-309				+141
								212 = нефелин
			—	—				-100 = ΔQ _c

Полное превращение авгита в карбонаты и силикаты:

$$\begin{array}{l}
 \text{предварительный } \text{Crx}_0 = 1007, \\
 \text{предварительный } \text{Il}_0 = 36, \\
 \text{предварительный } \text{Ort}_0 = 80, \\
 \text{предварительный } \text{Ne}_0 = 85, \\
 \text{предварительный } \text{Sp}_0 = 70, \\
 \text{предварительный } \text{Carb}_0 = 784,
 \end{array}
 \quad
 \begin{array}{l}
 Q' = 101, \\
 \\
 \Sigma Q_c = 392 + 103 - 101 = 394, \\
 R = 100/394 = 0,254, \\
 (1 - R) = 0,746.
 \end{array}$$

		Ат. КОЛ-ВО	Кэфф.	Об. экв.	Об. %
Ортоклаз	$R \cdot 30$	8	1,28	10	0,5
Нефелин	$(R_c \cdot 85) + 212$	234	1,08	253	13,2
Авгит	$(1 - R_c) \cdot 1007$	751	1,00	751	39,3
Биотит		319	1,10	351	18,3
Оливин		261	0,88	230	12,0
Рудный	$(R_c \cdot 106) + 45$	72	0,91	66	3,5
Апатит		27	1,14	31	1,6
Карбонаты	$R_c \cdot 784$	199	1,11	221	11,6
		1871		1913	100,0
		$-\text{CO}_2 - 100$			
Контроль		1771			

Результат: карбонатитовый мельтейгит.

КЛЮЧ 5

(6) $\text{Sr}x_0$ равен клинопироксену вулканической фации минус количество II , входящего в биотит.

(9) Биотит содержит 12 II , который вычитается из II , так как после образования $\text{Sr}x_0$ не остается II^* . Отношение $\text{En}/\text{Hy} = 0,8$, поэтому биотит может быть отнесен к флогопиту.

(13) Отметим, что превращение An' основано на следующем уравнении: $5\text{An} + 2\text{Hy} + 1\text{CO}_2 = 3\text{Sp} + 3\text{Q} + 2\text{Cc}$.

Однако, поскольку Cc входит в карбонаты и соответствующее количество вычитается из Hy , схема упрощается: $\text{Sp}_0 = 0,6\text{An}'$, $\text{Carb} = \text{Wo} + \text{Hy}$, $\text{CO}_2 = 0,5\text{Ca} \text{ гб}$.

Пояснения

Подобные карбонатитовые мельтейгиты встречаются в виде включений и вулканических выбросов.

Пример 12. Венанцит

(лейцит-кальсилитовый меллитит; Сан-Венанцо, Италия, [31])

	Вес. %	Ат. кол-во	Cc	Ap	Il	Mt ₀	Or	Ab	An	Wo	Hu	ΔC
SiO ₂	40,52	675					471	108	12	227	364	-507
Al ₂ O ₃	10,43	205					157	36	12			
Fe ₂ O ₃	4,97 ¹⁾	62										
FeO	2,92	41			9	45					50	
MnO	0,11	1										
MgO	12,65	314									314	
CaO	16,23	289	48	8					6	227		
Na ₂ O	1,11	36						36				
K ₂ O	7,41	157					157					
TiO ₂	0,74	9			9							
P ₂ O ₅	0,32	5		5								
CO ₂	2,11	48	48									
		1842	96	13	18	45	785	180	30	454	728	-507

Насыщенная норма:

Il	Or	Ab	An	Wo	Hu	ΔQ	
18	785	180	30	454	728	-507	
-18	-155	-107	-30	-454	-454	+102	116 = диопсил-авгит
—	630	73	—	—	274	-405	
					-274	+68	206 = оливин
	630	73			—	-337	
	-623	-62				+137	548 = лейцит
	7	11				-200	
	-7	-11				+7	11 = нефелин
	—	—				-193	= ΔQ _m

1) Включая 0,31 Cr₂O₃.

Примечания. Расчет клинопироксена проводится как обычно; однако значение $F'Wo$ ($0,707 \cdot 454 = 321$) приводит при дальнейшем расчете к тому, что значение $An' = 59$ больше своего верхнего предела ($An = 30$). Поэтому F_{sp} принимаем равной 292 и $Q' = 0,35 \times 292 = 102$ [см. ключ 5, шаг (6)]. Дефицит кремнезема $\Delta Q_m = -193$ должен быть компенсирован превращением авгита в меллитит и т. д. следующим образом [ключ 2, шаг (39)].

Предварительный клинопироксен: $Il'' = 0,5 Il$.

П''	Or' + An	An	Wo	Hu'	Q'	Предварительные минералы
9	262	30	454	454	-102	1107 = Cpx_0
-9		-22			+9	9 = Psk_0 , 13 = Hz_0
		-8	-4		+4	665 = Mel_0
-203			-450	-189	+185	
				-265	+66	
		-59			+24	199 = Ol_0
						35 = Ne_0
—	—	—	—	—	186	= ΣQ_m

(44) Вариант *в*. $R = 193/186 = 1,0376$.

(48) $X = 0,7376 \cdot 298 = 220 < 0,75 \text{ Lc}$,

X = кальсилит,

$R^* = (193 - 73,3)/186 = 0,6435$.

	Ат. КОЛ-ВО	Коэфф. Об. экв.	Об. %		
Лейцит	548 - 293	255	1,33	339	17,1
Кальсилит		220	1,17	257	13,0
Нефелин	23 + 11	34	1,08	37	1,9
Диопсид-авгит	0,356 · 1107	394	1,00	394	19,9
Оливин	128 + 206	334	0,88	294	14,8
Мелилит	$R^* \cdot 665$	428	1,12	479	24,1
Рудный	8 + 9 + 45	62	0,91	56	2,8
Перовскит	$R^* \cdot 9$	6	1,02	6	0,3
Апатит		13	1,14	15	0,7
Кальцит		96	1,11	107	5,4
Контроль		1842		1984	100,0

Результат: кальсилит-лейцитовый мелилитит.

Пояснения

Этот результат соответствует наблюдаемому модальному составу наиболее обычной разновидности венанцитов, которые, как и большинство мелилититов, неоднородны и характеризуются различными модальными составами даже в пределах одного лавового потока.

Некоторые разновидности венанцитов содержат флогопит и большое количество карбонатов, представляя, таким образом, смешанные фации — вулканического мелилитита и субвулканического карбоната. Расчет последнего может быть произведен с помощью ключа 5 [шаги (1) а — (2) б — (6) — (8) а — (9) а — (10) а — (11) — (12) а — (13) — (15)].

Отметим, что шаг (6) в ключе 5 аналогичен шагу (22) в ключе 2 и клинопироксен уже был вычислен и вычтен из насыщенной нормы (см. стр. 157). Остаток был следующий:

Or*	Ab*	Hу*	ΔQ^*	1116 = диопсид-авгит
630	73	274	-405	
-232	-14	-274	+142	378 = флогопит
398	59	—	-263	
-3	-20		+9	14 = нефелин
395	39		-254	
-395	-39		0	434 = ортоклаз
—	—		-254	= ΔQ_c

Производим полное превращение диопсид-авгита ($Cr_x O$) в предварительные минералы:

$$\begin{aligned} Pl_o &= 18 \\ Ort_o &= 1,2 \cdot 155 = 186 \\ Ne_o &= 0,6(107 - 31) = 45,6 \\ Sp_o &= 0,6 \cdot 30 = 18 \\ Carb_o &= 454 + 454 = 908 \end{aligned}$$

$$\Sigma Q_c = 0,5 \cdot 908 + 0,667(45,6 + 18) - 102 = 394,4$$

$$R = 254 / 394,4 = 0,644.$$

Затем, руководствуясь правилом шага (15) в ключе 5 и вычислив объемные проценты (ключ 6), получаем следующий результат:

		Ат. кол-во	Кэфф.	Об. экв.	Об. %
Ортоклаз	$434 + (R_c \cdot 186)$	554	1,28	709	29,5
Нефелин	$14 + (R_c \cdot 45,6)$	43	1,08	46	1,9
Диопсид-авгит	$(1 - R_c) \cdot 1116$	397	1,00	397	16,6
Флогопит		378	1,10	416	17,3
Ульвошинель	$45 + (R_c \cdot 36)$	68	0,91	62	2,6
Апатит		13	1,14	15	0,6
Карбонаты	$96 + (R_c \cdot 908)$	681	1,11	756	31,5
Вычсть добавленный CO_2		2134 -292		2401	100,0
Контроль		1842			

Результат: карбонатитовый флогопит-авгитовый щелочной сиенит.

Пояснения

Подобные породы могут быть обнаружены среди обломков в вулканических выбросах. Некоторые разновидности так называемых венанцитов представляют типичные смешанные фации: карбонатитовые щелочные сиениты — нормальная меллилитовая лава.

ПРИЛОЖЕНИЯ

1. Ключ для расчета измененных пород (Sil)

А. Вычисляем $Z = 0,33(1 - h)$ и различаем два варианта:
а) $q > Z$

Sil	Hу	ΔQ	
-Sil*	-Hу	-0,33 - ΔQ^{**}	Hу = гиперстен Сумма = каолинит ΔQ^* = кварц
—	—	—	→ ключ 2 (38)

б) $q < Z$; вычисляем $X = 0,5 \text{ Sil} - 1,5 \Delta Q$

Or	Ab	Sil	Hу	ΔQ	
-1,54	-0,31	-X -Sil*	-Hу	+0,33 -0,33	Hу = гиперстен Сумма = мусковит Сумма = каолинит
Or*	Ab*	—	—	(ΔQ^*)	→ ключ 2 (38)

Если $\Delta Q < 0$, тогда преобразуем гиперстен в оливин в соответствии со следующим отношением: $4 \text{ Hу} - 1 \text{ Q} = 3 \text{ Ol}$.

Б. Вычисляем $Z = 0,33 - 0,915 h$ и $k^* = 0,3 k + 0,70$ и различаем два варианта:

а) $q > Z$

Il	Or	Ab	Sil	Hу	ΔQ	
-0,1	-0,9 k'	-0,9(1 - k')	-0,22 -Sil*	-Hу	+0,52 -0,33 - ΔQ^*	Сумма = биотит Сумма = каолинит Кварц
Il*	Or*	Ab*	—	—	—	→ ключ 2 (38)

б) $q < Z$; вычисляем $X = 0,5 \text{ Sil} - 1,5 \Delta Q - 0,89 \text{ Hy}$
и $k' = 0,3 k + 0,70$

П	Or	Ab	Sil	Hy	ΔQ	
-0,1	-0,9 k'	-0,9 (1 - k')	-0,22	-Hy	+0,52	Сумма = биотит
	-1,54	-0,31	-X		+0,33	Сумма = мусковит
			-Sil*		-0,33	Сумма = каолинит
П*	Or*	Ab*	—	—	(ΔQ^*)	→ ключ 2 (38)

Если $\Delta Q < 0$, тогда преобразуем $4 \text{ Hy} - 1 \text{ Q} = 3 \text{ Ol}$.

2. Ключи для расчета минеральных ассоциаций ультраосновных пород

Среди ультраосновных пород только горнблендиты и эклогиты по своему химическому составу соответствуют базальтовой или тефритовой магмам, которые консолидировались в plutonic условиях или в условиях высокого давления. Перидотиты, пироксениты и сходные породы могут представлять собой кумулаты, метаморфические образования, остаточные продукты гранитизации или материал верхней мантии. Химический состав этих пород не соответствует составу какой-либо известной магмы, излившейся на земную поверхность. Расчет минеральной ассоциации кумулатов магматического происхождения не может быть выполнен с помощью ключа 3 или 4, так как обычно неизвестен состав магмы, из которой эти породы были образованы. Следовательно, и состав аккумулярованных фенокристов представляется проблематичным.

Для того чтобы примерно рассчитать вероятные минеральные ассоциации ультрамафических пород ниже приводятся специальные ключи.

Здесь также различается несколько фаций:

- A — "сухие" plutonic фации;
- B — "водные" plutonic фации;
- B — фация высокого давления, или эклогитовая фация.

В каждой из этих фаций имеется несколько характерных минералов:

- A — клинопироксены, ортопироксены и иногда оливин;
- B — амфиболы и биотит (флогопит), пироксен;
- B — гранаты и пироксены (омфацит), иногда ортопироксен,

оливин и т. д.

Часто встречаются смешанные фации; в этом случае при расчете необходимо интерполировать между двумя из упомянутых фаций.

Ключ А. Возможные минеральные ассоциации ультраосновных пород
в "сухих" плутонических фациях

- ① Возможны два варианта:
а) насыщенная норма содержит An —————→ ②
б) насыщенная норма содержит Ac —————→ ⑤

- ② Возможны два варианта:
а) $Or > 0,1 Ab$, тогда
 $Or_0 = 1,2 Or$ [соответственно $(Or + Ab)$, если $Ab \leq 0,2 Or$],
 $Ab_0 = Ab - 0,2 Or$ —————→ ③
б) $Or \leq 0,1 Ab$, тогда
 $Ab_0 = Ab + Or$ —————→ ③

- ③ Возможны два варианта:
а) $Wo > 1,5 (Ab_0 + An)$ —————→ ④
б) $Wo \leq 1,5 (Ab_0 + An)$.
Вычисляем $X = 0,8 (Ab_0 + An + 0,67 Wo)$
и заменяем An на $An - X$,
 Wo на $Wo + 0,4 X$,
 Sil на $Sil + 0,6 X$ —————→ ④

- ④ Различаем два варианта:
а) $Wo > 1,5 (Ab_0 + An)$,
тогда вычисляем $Q' = 0,35 (Ab_0 + An)$

Ab_0	An	Wo	$Hу$	ΔQ	
$-Ab_0$	$-An$	$-Wo$	$-1,5 Wo$	$+Q'$	Клинопироксен
—	—	—	$Hу^*$	ΔQ^*	—————→ ⑥

- б) $Wo \leq 1,5 (Ab_0 + An)$

Ab_0	An	Wo	$Hу$	ΔQ	
	$-0,67$	$-Wo$	$-1,5$	$+0,23$	Клинопироксен
Ab^*	An^*	—	$Hу^*$	ΔQ^*	—————→ ⑥

- ⑤ Вычисляем $X = 0,1 (Wo + 0,5 Ac)$

Ab	Ac	Wo	$Hу$	ΔQ	
$-3X$	$-Ac$	$-Wo$	$-Wo$	$+X$	Клинопироксен (щелочной)
Ab^*	—	—	$Hу_1$	ΔQ_1	—————→ ⑫

- ⑥ Возможны два варианта:
 а) $Sil = 0$ → ⑫
 б) $Sil > 0$, тогда определяем номер
 следующего шага по схеме

	1,5 $H_y > Sil$	1,5 $H_y \leq Sil$
$\Delta Q^* > 0$	⑦	
$0 > \Delta Q^* > -H_y^*$	⑧	
$-H_y^* > \Delta Q^* > -0,67 Sil$	⑨	⑩
$\Delta Q^* < -0,67 Sil$		⑪

- ⑦ ΔQ^* = кварц,
 H_y^* = ортопироксен,
 Sil = кианит → ⑬

⑧

Sil	H_y^*	ΔQ^*	
$-1,5 \Delta Q^* - 1,0 \Delta Q^* + \Delta Q^* $			Шпинель Кианит Ортопироксен
$-Sil^*$			
	$-H_y^{**}$		
—	—	—	→ ⑬

⑨

Sil	H_y^*	ΔQ^*	
$-Sil$	$-0,67$	$+0,67$	Шпинель
—	H_{y1}	ΔQ_1	→ ⑫

⑩

Sil	H_y^*	ΔQ^*	
$-1,5$	$-H_y^*$	$+1,0$	Шпинель Корунд Кианит
$-3,0 \Delta Q^{**} $		$+ \Delta Q^{**} $	
$-Sil^*$			
—	—	—	→ ⑬

⑪

Sil	H_y^*	ΔQ^*	
$-1,5$	$-H_y^*$	$+1,0$	Шпинель Корунд
$-Sil^*$		$+0,33$	
—	—	ΔQ_2	→ ⑬

⑫ Возможны два варианта:

а) $0 > \Delta Q_1 > -0,25 \text{ Ну}_1$

Ну_1	ΔQ_1	
$-4,0 \Delta Q_1 + \Delta Q_1 $		Оливин
$-\text{Ну}_1^*$		Ортопироксен

→ ⑬

б) $\Delta Q_1 < -0,25 \text{ Ну}_1$

Ну_1	ΔQ_1	
$-\text{Ну}_1$	$+0,25$	Оливин
	ΔQ_2	

→ ⑬

⑬ Возможны три варианта:

а) $\Delta Q_2 > 0$ → ⑭

б) $0 > \Delta Q_2 > -0,4 \text{ Аб}^*$ → ⑮

в) $\Delta Q_2 < -0,4 \text{ Аб}^*$ → ⑯

⑭ Возможны два варианта:

а) $\text{Ап}^* = 0$;
 $\text{Аб}^* = \text{альбит}$ → ⑰

б) $\text{Ап}^* > 0$;
 $\text{Аб}^* + \text{Ап}^* = \text{плаггиоклаз}$ → ⑰

⑮ Возможны два варианта:

а) $\text{Ап}^* = 0$

Аб^*	ΔQ_2	
$-2,5 \Delta Q_2 + \Delta Q_2 $		Нефелин
$-\text{Аб}^{**}$		Альбит

→ ⑰

б) $\text{Ап}^* > 0$

Аб^*	Ап^*	ΔQ_2	
$-2,5 \Delta Q_2 $		$+ \Delta Q_2 $	Нефелин
$-\text{Аб}^{**}$	$-\text{Ап}^*$		Плаггиоклаз

→ ⑰

⑩ Возможны два варианта:

а) $An^* = 0$

Ab^*	ΔQ_2	
$-Ab^*$	+0,4	Нефелин
—	ΔQ_3	→ ⑪

б) $An^* > 0$

Ab^*	An^*	ΔQ_2
$-Ab^*$	—	+0,4
	$-An^*$	Нефелин Плагиоклаз
—	—	ΔQ_3 → ⑪

⑪ Различаем три варианта (только в том случае, если был образован Or):

а) $\Delta Q_3 = 0$

$Or^* = \text{Ортоклаз}$

б) $0 > \Delta Q_3 > -0,4 Or^*$

Or^*	ΔQ_3	
$-2,5 \Delta Q_3 $	$+ \Delta Q_3 $	Кальсилит
$-Or^{**}$		Ортоклаз

в) $\Delta Q_3 < -0,4 Or^*$

Or^*	ΔQ_3	
$-Or^*$	+0,4	Кальсилит
—	ΔQ_r	→ ⑫

⑫ Необходимость компенсации ΔQ_r сомнительна. Такой экстремальный дефицит кремнезема может быть обусловлен присутствием в породе карбонатов или окислов, а также неполными или неточными аналитическими определениями (например, не определен CO_2). Далее обращаемся к ключу 6 (стр. 160).

Ключ Б. Возможные минеральные ассоциации ультраосновных пород в "водных" плутонических фациях

① Возможны два варианта:

а) $Or > 0,1 Ab$,

$Or_0 = 1,2 Or$ (соотв. $Or + Ab$, если $Ab < 0,2 Or$),

$Ab_0 = Ab - 0,2 Or$ → ②

б) $Or \leq 0,1 Ab$,
 $Ab_0 = Or + Ab$ \longrightarrow (2)

(2) Возможны два варианта:

а) насыщенная норма содержит An \longrightarrow (3)

б) насыщенная норма содержит Ac \longrightarrow (4)

(3) Возможны два варианта:

а) $2,5 Wo > (Ab_0 + An)$ \longrightarrow (5)

б) $2,5 Wo \leq (Ab_0 + An)$:

вычисляем $X = 0,5 (Ab_0 + An - 2,5 Wo)$

и заменяем An на $An - X$,

Sil на $Sil + 0,6 X$,

Wo на $Wo + 0,4 X$, \longrightarrow (5)

(4)

Ac	Hу	ΔQ	
-Ac	-0,75	-0,125	Рибекит (дополняет амфибол)
—	Hу*	ΔQ^*	\longrightarrow (5)

— Hу* ΔQ^* \longrightarrow (5)

(5) Различаем два и затем три варианта (при $Hу > 1,2 Or_0$):

а) $Or_0 = 0$ \longrightarrow (9)

б) $Or_0 > 0$:

') $Sil = 0$ \longrightarrow (6)

") $0 < Sil \leq 0,25 Or_0$ \longrightarrow (7)

'''') $Sil > 0,25 Or_0$ \longrightarrow (8)

(6)

Or_0	Hу	ΔQ	(соотв. Hу* и ΔQ^* после рибекита)
- Or_0	-1,2	+0,6	Биотит
—	Hу*	ΔQ^*	\longrightarrow (9)

— Hу* ΔQ^* \longrightarrow (9)

(7)

Or_0	Sil	Hу	ΔQ
- Or_0	-Sil	-1,15	+0,58 Биотит
—	—	Hу*	ΔQ^* \longrightarrow (16)

— Hу* ΔQ^* \longrightarrow (16)

(8)

Or_0	Sil	Hу	ΔQ
- Or_0	-0,25	-1,10	+0,55 Биотит
—	Sil*	Hу*	ΔQ^* \longrightarrow (16)

— Sil* Hу* ΔQ^* \longrightarrow (16)

- ⑨ Вычисляем $X = 0,364 W_0 - 0,418 W_0$ (пределы: $X = 0$ и $X = W_0$),
 $Y = 2 X + 0,5 W_0$.

Определяем номер следующего шага по схеме

	$Y > (Ab_0 + An)$	$Y \leq (Ab_0 + An)$
$X = 0$	⑩	⑪
$W_0 > X > 0$	⑫	⑬
$X = W_0$	⑭	⑮

- ⑩ Вычисляем $Q' = 0,35 (Ab_0 + An)$

Ab_0	An	W_0	H_y	ΔQ (соотв. H_y^* и ΔQ^*)
$-Ab_0$	$-An$	$-W_0$	$-H_y$	$+Q'$ Клинопироксен
—	—	—	—	$\Delta Q^* \longrightarrow$ ⑬

- ⑪ $(Ab_0 + An)$ W_0 H_y ΔQ (соотв. H_y^* и ΔQ^*)
 $-0,5$ $-W_0$ $-H_y$ $+0,175$ Клинопироксен
 $(Ab_0 + An)^*$ — — $\Delta Q^* \longrightarrow$ ⑬

- ⑫ Вычисляем $S = 2 X + 0,5 W_0$ [для X см. шаг (9)]

$$D = (Ab_0 + An)/S,$$

$$H_y' = 1,15 (W_0 - X) \quad \text{и} \quad H_y'' = H_y - H_y',$$

$$Pl'' = 2,5 D \cdot X \quad \text{и} \quad Pl' = (Ab_0 + An) - Pl'',$$

$$Q'' = 0,35 Pl'' \quad \text{и} \quad Q' = 0,35 Pl'.$$

$(Ab_0 + An)$	W_0	H_y	ΔQ (соотв. H_y^* и ΔQ^*)
$-Pl''$	$-X$	$-H_y''$	$+Q''$ Роговая обманка
$-Pl'$	$-W_0^*$	$-H_y'$	$+Q'$ Клинопироксен
—	—	—	$\Delta Q^* \longrightarrow$ ⑬

- ⑬ Вычисляем $H_y' = 1,15 (W_0 - X)$ и $H_y'' = H_y - H_y'$,
 $Pl'' = 2,5 X$ и $Pl' = (Ab_0 + An) - Pl''$,
 $Q'' = 0,35 Pl''$ и $Q' = 0,35 Pl'$.

$(Ab_0 + An)$	Wo	Hу	ΔQ (соотв. $Hу^*$ и ΔQ^*)	
$-Pl''$	$-X$	$-Hу''$	$+Q''$	Роговая обманка
$-Pl'$	$-Wo^*$	$-Hу'$	$+Q'$	Клинопироксен
$(Ab_0 + An)^*$	—	—	ΔQ^*	—————→ (16)

- (14) Вычисляем $Hу'' = 2,4 Wo + 0,6 (Ab_0 + An)$,
 $Q'' = 0,35 (Ab_0 + An)$.

Ab_0	An	Wo	Hу	ΔQ (соотв. $Hу^*$ и ΔQ^*)	
$-Ab_0$	$-An$	$-Wo$	$-Hу''$	$+Q''$	Роговая обманка
—	—	—	$Hу^*$	ΔQ^*	—————→ (16)

- (15) Вычисляем $Hу'' = 3,9 Wo$,
 $Pl'' = 2,5 Wo$,
 $Q'' = 0,35 Pl''$.

$(Ab_0 + An)$	Wo	Hу	ΔQ (соотв. $Hу^*$ и ΔQ^*)	
$-Pl''$	$-Wo$	$-Hу''$	$+Q''$	Роговая обманка
$(Ab_0 + An)^*$	—	$Hу^*$	ΔQ^*	—————→ (16)

- (16) Возможно несколько вариантов:

а) $Sil^{(*)} = 0$ —————→ (20)

б) $Sil^{(*)} > 0$:
) $\Delta Q^* > 0$ —————→ (17)

") $0 > \Delta Q^* > -0,67 Sil^{(*)}$ —————→ (18)

"") $\Delta Q^* \leq -0,67 Sil^{(*)}$ —————→ (19)

- (17) $\Delta Q^* = \text{кварц}$
 $Hу^* = \text{ортопироксен}$ } (эпизодически)
 $Sil^{(*)} = \text{кианит}$ —————→ (20)

$Sil^{(*)}$	$Hу^*$	ΔQ^*	
$-1,5 \Delta Q^* $	$-1,0 \Delta Q^* $	$+ \Delta Q^* $	Шпинель
$-Sil^{**}$			Кианит
	$-Hу^{**}$		Ортопироксен
—	—	—	—————→ (25)

19	Sil ^(*)	Hу*	ΔQ*	
	-Sil ^(**)	-0,67	+0,67	Шпинель
		Hу ^{**}	ΔQ ^{**}	→ 20

- 20 Возможны четыре варианта:
- а) $\Delta Q^{(*)} > 0,07 Hу^{(*)}$ → 21
 - б) $0 \leq \Delta Q^{(*)} \leq 0,07 Hу^{(*)}$ → 22
 - в) $0 > \Delta Q^{(*)} > -0,25 Hу^{(*)}$ → 23
 - г) $\Delta Q^{(*)} \leq -0,25 Hу^{(*)}$ → 24

21	Hу ^{**}	ΔQ ^{**}	
	-Hу ^{**}	-0,07 -ΔQ ^{***}	Куммингтонит Кварц
			→ 25

22	Hу ^{**}	ΔQ ^{**}	
	-14,0 -Hу ^{***}	-ΔQ ^{**}	Куммингтонит Ортопироксен
			→ 25

23	Hу ^{**}	ΔQ ^{**}	
	-4,0 ΔQ ^{**} -Hу ^{***}	+ ΔQ ^{**}	Оливин Ортопироксен
			→ 25

24	Hу ^{**}	ΔQ ^{**}	
	-Hу ^{**}	+0,25	Оливин
		ΔQ ^{***}	→ 25

- 25 Возможны два варианта:
- а) остаток Ab_0^* [соотв. $(Ab_0 + An)^*$] $\pm \Delta Q^{***}$ → 26
 - б) остаток только ΔQ^{***} → 30

- 26 Возможны три варианта:
- а) ΔQ^{***} (соотв. ΔQ^{**}) = 0 → 27
 - б) $0 > \Delta Q^{***} > -0,4 Ab_0^*$ → 28
 - в) $\Delta Q^{***} \leq -0,4 Ab_0^*$ → 29

②7 Ab_0^* [соответственно $(Ab_0 + An)^*$] = альбит (соотв. плагиоклаз).

②8	Ab_0^*	ΔQ^{***}	
	$-2,5 \Delta Q^{***} $	$+ \Delta Q^{***} $	Нефелин
	$-Ab_0^{**}$		Альбит (соотв. плагиоклаз)

②9	Ab_0^*	ΔQ^{***}	
	$-Ab_0^*$	+0,4	Нефелин
		ΔQ_r	

③0

③0 ΔQ^{***} , или соответственно ΔQ_r , остается как таковой [см. ключ А, шаг (18)].

Примечание. В шаге (25) $Ab_0^* = (Ab_0 + An)^*$, так как в большинстве случаев практически весь An входит в роговую обманку или клинопироксен. Прежде чем рассчитывать объемные проценты минералов (соответственно ключу 6), к роговой обманке добавляем рибекит и (или) куммингтонит и формируем амфибол. Затем переходим к ключу 6 (стр. 160).

Ключ В. Возможные минеральные ассоциации ультраосновных пород эфолитовой фации

- ① Возможны два варианта:
- а) насыщенная норма содержит An \longrightarrow ②
 - б) насыщенная норма содержит Ac \longrightarrow ⑦
- ② Преобразуем насыщенную норму, заменяя Sil на $Sil + 0,6 An$, Wo на $Wo + 0,4 An$, An приравниваем нулю \longrightarrow ③

③ Вычисляем $X = 0,53 Wo + 0,94 Sil - 0,47 Hy$ ($X_{lim} = 0$)

	Sil	Wo	Hy	ΔQ	
	$-Sil$	$-X$	$-(2-X)$	+0,33	Гранат
		Wo^*	Hy^*	ΔQ^*	\longrightarrow ④

④ Возможны два варианта:

- а) $2,6 Wo^* > (Or + Ab)$ \longrightarrow ⑤
- б) $2,6 Wo^* \leq (Or + Ab)$ \longrightarrow ⑥

⑤ Вычисляем $Q' = 0,1 (2 Wo^* + Or + Ab)$

Or	Ab	Wo*	Hу*	ΔQ^*	
-Or	-Ab	-Wo*	$-1,13 Wo + Q'$		Омфацит
—	—	—	Hу**	ΔQ^{**}	—————→ ⑧

(Or + Ab)	Wo*	Hу*	ΔQ^*	
-2,6	-Wo*	-1,13	+0,47	Омфацит
(Or* + Ab*)	—	Hу**	ΔQ^{**}	—————→ ⑧

⑦ Примем $M = (Ac + 2 Wo)$ и вычисляем
 $Or' = 0,015 M$ (верхний предел = Or),
 $Ab' = 0,125 M$ (верхний предел = Ab),
 $Q' = 0,35 (Or' + Ab')$.

Or	Ab	Ac	Wo	Hу	ΔQ	
-Or'	-Ab'	-Ac	-Wo	-Wo	+Q'	Клинопироксен
Or*	Ab*	—	—	Hу*	ΔQ^*	—————→ ⑧

⑧ Возможны три варианта (если рассчитывались шаги (2) – (6), то вместо ΔQ^* и Hу* используем ΔQ^{**} и Hу**):

а) $\Delta Q^* > 0$:
Hу* = ортопироксен,
 ΔQ^* = кварц —————→ ⑨

б) $0 > \Delta Q^* > -0,25 Hу^*$

Hу*	ΔQ^*	
$-4,0 \Delta Q^* + \Delta Q^* $		Оливин
-Hу**		Ортопироксен
—	—	—————→ ⑨

в) $\Delta Q^* \leq -0,25 Hу^*$

Hу*	ΔQ^*	
-Hу*	+0,25	Оливин
—	ΔQ_1	—————→ ⑨

⑨ Различаем три варианта:

а) $\Delta Q_1 = 0$, тогда $(Or^* + Ab^*) =$ щелочной полевой шпат;

б) $0 > \Delta Q_1 > -0,4(Or^* + Ab^*)$

$(Or^* + Ab^*)$	ΔQ_1	
$-2,5 \Delta Q_1 $	$- \Delta Q_1 $	Нефелин (\pm кальсилит)
$(Or^* + Ab^*)^*$	—	Щелочной полевой шпат

в) $\Delta Q_1 \leq -0,4(Or + Ab)^*$

$(Or^* + Ab^*)$	ΔQ_1	
$-(Or^* + Ab^*)$	$+0,4$	Нефелин (\pm кальсилит)
—	ΔQ_2	→ ⑩

⑩ Возможны два варианта:

а) Гранат $> 4 |\Delta Q_2|$, тогда
гранат $- 4 |\Delta Q_2| =$ новый гранат,

$2 |\Delta Q_2| =$ оливин,

$2 |\Delta Q_2| =$ шпинель;

б) Гранат $\leq 4 \Delta Q_2$, тогда

$0,375$ граната = оливин,

$0,375$ граната = шпинель,

$\Delta Q_2 - 0,25$ граната = ΔQ_r ,

ΔQ_r остается как таковой [см. ключ А, шаг (18)].

Далее переходим к ключу 6 (см. стр. 160).

Сокращенные названия минеральных компонентов

Aeg	Эгирин	Kat	Катафорит
Aegaug	Эгирин-авгит	La	Ларнит
Ah	Ангидрит	Lc	Лейцит
Аk	Эккерманит	Ma	Мариалит
Aor	Анортоклаз	Mc	Монтичеллит
Ap	Апатит	Mel	Мелилит
Arf	Арфведсонит	Mgs	Магнезит
Aug	Авгит	Mln	Меланит
Bi	Биотит	Ms	Мусковит
Bk	Баркевикит	Mt	Магнениит
Bn	Брейнерит	Ne	Нефелин
Bz	Бронзит	Nfm	Натриевый ферримелилит
Cc	Кальцит	Nm	Натриевый мелилит
Cd	Кордиерит	Nos	Нозеан
Cm	Корунд	Ns	Натрисилит
Cos	Коссирит	Ol	Оливин
Cpx	Клинопироксен	Phl	Флогопит
Cr	Хромит	Pic	Пикотит
Di	Диопсид	Pig	Пижонит
Diag	Диопсид-авгит	Pigaug	Субкальциевый авгит
Dol	Доломит	Plag	Плагиоклаз (в индексе An%)
Fa	Файялит	Psk	Перовскит
Fl	Флюорит	Q	Кварц
Fo	Форстерит	Rb	Рибекит
Geh	Геленит	Sodaug	Натриевый авгит
Gr	Гранат	San	Санидин
Hd	Геденбергит	Sid	Сидерит
Hl	Галит	Sil	Силлиманит
Hm	Гематит	Sod	Содалит
Hn	Гаюин	Sp	Шпинель
Ho	Роговая обманка	Titaug	Титанавгит
Hst	Гастингсит	Th	Тенардит
Hу	Гиперстен	Timt	Титаномагнетит
Hz	Герцинит	Tn	Титанит (сфен)
Il	Ильменит	Usp	Ульвошпинель
Krs	Карсутит	Z	Циркон
Ks	Кальсилит		

Список обозначений, используемых в ключах пересчета

- a — $Ac / (Wo + Hy + Ac) =$ ордината на графике фиг. 57 и 59
 B_1 — граница поля биотита ($\Delta Q > 0$) на графике фиг. 45
 B_2 — граница поля биотита ($\Delta Q \leq 0$) на графике фиг. 45
 c — $(Wo + 0,4 An') / Hy' =$ кальциевый индекс в клинопироксене
 D — $F' Wo / (x + y + z)$, например $Dx = Or'$
 F' — полевошпатовый коэффициент в клинопироксене $F_{sp'} = F' Wo$
 f'' — полевошпатовый коэффициент в амфиболах
 F_{sp}^* — $Or^* + Ab^* + An^* =$ окончательный (нормативный) полевой шпат
 F_{sp}' — $Or' + Ab' + An' =$ полевошпатовый компонент, входящий в клинопироксен
 F_{sp}'' — $Or'' + Ab'' + An'' =$ полевошпатовый компонент, входящий в амфибол
 h — $Hy / (Hy + Sil) =$ абсцисса на графике фиг. 41 и 42
 i'' — коэффициент ильменита в амфиболе $\Pi'' = i'' Hy''$
 k — $Or / (Or + Ab) =$ щелочное отношение в насыщенной норме породы
 k' — $0,3 k + 0,70 =$ щелочное отношение в биотите
 k^* — $Or^* / (Or^* + Ab^*) =$ щелочное отношение в нормативном полевошпате
 L — $20 k - 6$ (см. уравнения прямых к фиг. 47, стр. 236)
 M — $(Wo + Hy)$, или $(Ac + Wo + Hy) =$ насыщенные фемические компоненты
 m — En / Hy
 n — Hy' / Wo , отношение в клинопироксене
 Ox^0 — $Fe^{3+} / Fe_{общ} =$ степень окисления
 p — коэффициент ильменита в клинопироксене $\Pi' = p \Pi$
 q — $\Delta Q / (Hy + Sil) =$ ордината на графике фиг. 41 и 42
 q'' — коэффициент кремнезема в амфиболе на графике фиг. 58 и 60
 q_N — коэффициент кремнезема в нефелине на графике фиг. 46
 q_L — коэффициент кремнезема в лейците на графике фиг. 48
 Q' — недостаток кремнезема в клинопироксене
 Q'' — недостаток кремнезема в амфиболе
 ΔQ_1 — недостаток кремнезема после расчета фемических силикатов
 ΔQ_m — недостаток кремнезема после расчета фельдшпатоидов
 ΔQ_r — недостаток кремнезема после расчета мелилита и т. п.
 ΣQ_m — свободная кремнекислота, оставшаяся после полного преобразования клинопироксена в мелилит
 R — $|\Delta Q_m| / \Sigma Q_m =$ коэффициент мелилита $R \cdot Md_0 =$ мелилит
 R' — $(|\Delta Q_m| - 0,25 Lc) / \Sigma Q_m =$ коэффициент мелилита после образования кальсилита
 S — $Or + Ab + \Delta Q$ (насыщенная норма)
 U — коэффициент нефелина $U |\Delta Q_1|$
 v — $(Or + Ab + \Delta Q) / (Wo + Hy) =$ ордината на графике фиг. 45
 v' — $(Or + Ab) / (Wo + Hy) =$ ордината на графике фиг. 47

- w^* — W_0/Hy = абсцисса на графике фиг. 52 и 53
 w' — W_0''/Hy'' в амфиболе, графики фиг. 52, 53, 57, 59
 w''_1 — то же, нижний предел поля амфибола на графиках фиг. 52, 53, 57, 59
 w''_2 — то же, верхний предел поля амфибола на графиках фиг. 52, 53, 57, 59
X (и Y) — различные дополнительные коэффициенты
x — коэффициент ортоклазового компонента в клинопироксене $Or' = D \cdot x$
y — коэффициент альбитового компонента в клинопироксене $Ab' = D \cdot y$
z — коэффициент анортитового компонента в клинопироксене $An^a = D \cdot z$
' — штрих, обозначает компоненты, входящие в клинопироксен (или мусковит)
'' — двойной штрих, обозначает компоненты, входящие в амфибол
* — первый остаток компонента, например Or^*
** — второй остаток компонента, например Or^{**}
o — нуль в индексе, обозначает предварительные количества минерала, например Cr_{x_0} , Me_{l_0} , Ne_0 и т. д.

Т а б л и ц а 21

Перевод весовых процентов в атомные количества

Примечание. Десятые доли определяются отдельно и затем складываются, например:

$Al_2O_3 = 16,23 \%$		$FeO = 7,03 \%$	
Вес. %	Ат. КОЛ-ВО	Вес. %	Ат. КОЛ-ВО
10	196,2	7	97,4
6	117,7	,03	0,4
,2	3,9		
,03	0,6		
	318,4		97,8

SiO_2 , mol = 60,06

Вес. %	Ат. КОЛ-ВО	Вес. %	Ат. КОЛ-ВО	Вес. %	Ат. КОЛ-ВО	Вес. %	Ат. КОЛ-ВО
10	166,5	1	16,7	0,1	1,7	0,01	0,2
20	333,0	2	33,3	0,2	3,3	0,02	0,3
30	499,5	3	50,0	0,3	5,0	0,03	0,5

Вес. %	Ат. КОЛ-ВО	Вес. %	Ат. КОЛ-ВО	Вес. %	Ат. КОЛ-ВО	Вес. %	Ат. КОЛ-ВО
40	666,0	4	66,6	0,4	6,7	0,04	0,7
50	832,5	5	83,3	0,5	8,3	0,05	0,8
60	999,0	6	99,9	0,6	10,0	0,06	1,0
70	1165,5	7	116,6	0,7	11,7	0,07	1,2
80	1332,0	8	133,2	0,8	13,3	0,08	1,3
		9	149,9	0,9	15,0	0,09	1,5

 $\text{Al}_2\text{O}_3, \frac{1}{2} \text{ mol} = 50,97$

10	196,2	1	19,7	0,1	2,0	0,01	0,2
20	392,4	2	39,2	0,2	3,9	0,02	0,4
		3	58,9	0,3	5,9	0,03	0,6
		4	78,5	0,4	7,8	0,04	0,8
		5	98,1	0,5	9,8	0,05	1,0
		6	117,7	0,6	11,8	0,06	1,2
		7	137,3	0,7	13,7	0,07	1,4
		8	157,0	0,8	15,7	0,08	1,6
		9	176,6	0,9	17,7	0,09	1,8

 $\text{Fe}_2\text{O}_3, \frac{1}{2} \text{ mol} = 79,84$

10	125,3	1	12,5	0,1	1,3	0,01	0,1
20	250,5	2	25,0	0,2	2,5	0,02	0,3
		3	37,6	0,3	3,8	0,03	0,4
		4	50,1	0,4	5,0	0,04	0,5
		5	62,6	0,5	6,3	0,05	0,6
		6	75,2	0,6	7,5	0,06	0,8
		7	87,7	0,7	8,8	0,07	0,9
		8	100,2	0,8	10,0	0,08	1,0
		9	112,7	0,9	11,3	0,09	1,1

 $\text{FeO}, \text{ mol} = 71,84$

10	139,2	1	13,9	0,1	1,4	0,01	0,1
20	278,4	2	27,8	0,2	2,8	0,02	0,3
30	417,6	3	41,8	0,3	4,2	0,03	0,4
		4	55,7	0,4	5,6	0,04	0,6
		5	69,6	0,5	7,0	0,05	0,7
		6	83,5	0,6	8,4	0,06	0,8
		7	97,4	0,7	9,7	0,07	1,0
		8	111,4	0,8	11,1	0,08	1,1
		9	125,3	0,9	12,5	0,09	1,3

Вес. %	Ат. КОЛ-ВО	Вес. %	Ат. КОЛ-ВО	Вес. %	Ат. КОЛ-ВО	Вес. %	Ат. КОЛ-ВО
MnO mol = 70,93							
		1	14,1	0,1	1,4	0,01	0,1
		2	28,2	0,2	2,8	0,02	0,3
		3	42,3	0,3	4,2	0,03	0,4
				0,4	5,6	0,04	0,6
				0,5	7,0	0,05	0,7
				0,6	8,5	0,06	0,9
				0,7	9,9	0,07	1,0
				0,8	11,3	0,08	1,1
				0,9	12,7	0,09	1,3
MgO, mol = 40,32							
10	248,0	1	24,8	0,1	2,5	0,01	0,2
20	496,0	2	49,6	0,2	5,0	0,02	0,5
30	744,0	3	74,4	0,3	7,4	0,03	0,7
40	992,1	4	99,2	0,4	9,9	0,04	1,0
		5	124,0	0,5	12,4	0,05	1,2
		6	148,8	0,6	14,9	0,06	1,5
		7	173,6	0,7	17,4	0,07	1,7
		8	198,4	0,8	19,8	0,08	2,0
		9	223,2	0,9	22,3	0,09	2,2
CaO, mol = 56,08							
10	178,3	1	17,8	0,1	1,8	0,01	0,2
20	356,6	2	35,7	0,2	3,6	0,02	0,4
30	535,0	3	53,5	0,3	5,4	0,03	0,5
40	713,3	4	71,3	0,4	7,1	0,04	0,7
		5	89,2	0,5	8,9	0,05	0,9
		6	107,0	0,6	10,7	0,06	1,1
		7	124,8	0,7	12,5	0,07	1,2
		8	142,7	0,8	14,3	0,08	1,4
		9	160,5	0,9	16,0	0,09	1,6
Na₂O, 1/2 mol = 30,997							
10	322,6	1	32,3	0,1	3,2	0,01	0,3
20	645,2	2	64,5	0,2	6,5	0,02	0,6
		3	96,8	0,3	9,7	0,03	1,0
		4	129,0	0,4	12,9	0,04	1,3
		5	161,3	0,5	16,1	0,05	1,6
		6	193,6	0,6	19,4	0,06	1,9
		7	225,8	0,7	22,6	0,07	2,3
		8	258,1	0,8	25,8	0,08	2,6
		9	290,4	0,9	29,0	0,09	2,9

Вес. %	Ат. КОЛ-ВО	Вес. %	Ат. КОЛ-ВО	Вес. %	Ат. КОЛ-ВО	Вес. %	Ат. КОЛ-ВО
K₂O, 1/2 mol = 47,096							
10	212,3	1	21,2	0,1	2,1	0,01	0,2
20	424,7	2	42,5	0,2	4,2	0,02	0,4
30	637,0	3	63,7	0,3	6,4	0,03	0,6
		4	84,9	0,4	8,5	0,04	0,8
		5	106,2	0,5	10,6	0,05	1,1
		6	127,4	0,6	12,7	0,06	1,3
		7	148,6	0,7	14,9	0,07	1,5
		8	169,9	0,8	17,0	0,08	1,7
		9	191,1	0,9	19,1	0,09	1,9
TiO₂, mol = 79,90							
		1	12,5	0,1	1,3	0,01	0,1
		2	25,0	0,2	2,5	0,02	0,3
		3	37,5	0,3	3,8	0,03	0,4
		4	50,1	0,4	5,0	0,04	0,5
		5	62,6	0,5	6,3	0,05	0,6
		6	75,1	0,6	7,5	0,06	0,8
		7	87,6	0,7	8,8	0,07	0,9
		8	100,1	0,8	10,0	0,08	1,0
		9	112,6	0,9	11,3	0,09	1,1
P₂O₅, 1/2 mol = 70,978							
		1	14,1	0,1	1,4	0,01	0,1
		2	28,2	0,2	2,8	0,02	0,3
		3	42,3	0,3	4,2	0,03	0,4
		4	56,4	0,4	5,6	0,04	0,6
		5	70,4	0,5	7,0	0,05	0,7
				0,6	8,5	0,06	0,8
				0,7	10,0	0,07	1,0
				0,8	11,3	0,08	1,1
				0,9	12,7	0,09	1,3
CO₂, mol = 44,01							
10	227,2	1	22,7	0,1	2,3	0,01	0,2
20	454,4	2	45,4	0,2	4,5	0,02	0,5
30	681,7	3	68,2	0,3	6,8	0,03	0,7
40	908,9	4	90,9	0,4	9,1	0,04	0,9
		5	113,6	0,5	11,4	0,05	1,1
		6	136,3	0,6	13,6	0,06	1,4
		7	159,1	0,7	15,9	0,07	1,6
		8	181,8	0,8	18,2	0,08	1,8
		9	204,5	0,9	20,4	0,09	2,0

Продолжение табл. 21

Вес. %	Ат. КОЛ-ВО	Вес. %	Ат. КОЛ-ВО	Вес. %	Ат. КОЛ-ВО	Вес. %	Ат. КОЛ-ВО
Cl, mol = 35,457							
		1	28,2	0,1	2,8	0,01	0,3
		2	56,4	0,2	5,6	0,02	0,6
		3	84,6	0,3	8,5	0,03	0,8
		4	112,8	0,4	11,3	0,04	1,1
				0,5	14,1	0,05	1,4
				0,6	16,9	0,06	1,7
				0,7	19,7	0,07	2,0
				0,8	22,6	0,08	2,3
				0,9	25,4	0,09	2,5
SO₃, mol = 80,06							
		1	12,5	0,1	1,2	0,01	0,1
		2	25,0	0,2	2,5	0,02	0,2
				0,3	3,7	0,03	0,4
				0,4	5,0	0,04	0,5
				0,5	6,2	0,05	0,6
				0,6	7,5	0,06	0,7
				0,7	8,7	0,07	0,9
				0,8	10,0	0,08	1,0
				0,9	11,2	0,09	1,1

Формулы и молекулярные веса минеральных компонентов

Кварц	SiO_2	60,06	
<i>Полевые шпаты</i>			
Ортоклаз	KAlSi_3O_8	278,25	
Альбит	$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$	262,15	
Анортит	$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$	278,14	
<i>Фельдшпатоиды</i>			
Лейцит	KAlSi_2O_6	218,19	
Нефелин	NaAlSiO_4	142,05	
Кальсилит	KAlSiO_4	158,13	
<i>Пироксены</i>			
Энстатит	MgSiO_3	100,38	
Ферросилит	FeSiO_3	131,90	
Волластонит	CaSiO_3	116,14	
Диопсид	$\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$	216,52	
Геденбергит	$\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$	248,04	
Жадеит	$\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$	202,09	
Акмит	$\text{NaFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$	230,96	
Калиевый акмит	$\text{KFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$	247,06	
Молекула Чермака	$\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$	218,08	
Ti-молекула Чермака	CaAlTiSiO_6	239,01	
Натрисилит	Na_2SiO_3	122,05	
<i>Амфиболы</i>			
		<i>Mg</i>	<i>Fe</i>
Куммингтонит	$(\text{Mg,Fe})_{14}\text{Si}_{16}\text{O}_{44}(\text{OH})_4$	1561,46	2002,74
Актинолит	$\text{Ca}_4(\text{Mg,Fe})_{10}\text{Si}_{16}\text{O}_{44}(\text{OH})_4$	1624,50	1939,70
Роговая обманка	$\text{Ca}_4(\text{Mg,Fe})_8\text{Al}_4\text{Si}_{14}\text{O}_{44}(\text{OH})_4$	1627,62	1879,78
Чермакит	$\text{Ca}_4(\text{Mg,Fe})_6\text{Al}_8\text{Si}_{12}\text{O}_{44}(\text{OH})_4$	1630,74	1819,86
Паргасит	$\text{Na}_2\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_8\text{Al}_6\text{Si}_{12}\text{O}_{44}(\text{OH})_4$	1559,27	1811,43
Гастингсит	$\text{Na}_2\text{Ca}_4(\text{Mg,Fe})_{10}\text{Al}_4\text{Si}_{12}\text{O}_{44}(\text{OH})_4$	1650,13	1965,33
Керсутит	$\text{Na}_2\text{Ca}_4(\text{Mg,Fe})_6\text{Fe}_2^{3+}\text{Ti}_2\text{Al}_4\text{Si}_{12}\text{O}_{44}(\text{OH})_4$	1808,33	1997,45
Баркевикит	$\text{Na}_2\text{Ca}_4(\text{Mg,Fe})_{10}\text{Al}_3\text{Si}_{13}\text{O}_{44}(\text{OH})_4$	1659,22	1974,42
Эденит	$\text{Na}_2\text{Ca}_4(\text{Mg,Fe})_{10}\text{Al}_2\text{Si}_{14}\text{O}_{44}(\text{OH})_4$	1668,31	1983,51
Рибекит	$\text{Na}_4(\text{Fe,Mg})_6\text{Fe}_4^{3+}\text{Si}_{16}\text{O}_{44}(\text{OH})_4$	1682,24	1871,36
Арфведсонит	$\text{Na}_4\text{Ca}(\text{Mg,Fe})_7\text{AlFe}_3^{3+}\text{Si}_{15}\text{O}_{44}(\text{OH})_4$	1690,31	1910,35
Арфведсонит II	$\text{Na}_6(\text{Mg,Fe})_8\text{Fe}_2^{3+}\text{Si}_{16}\text{O}_{44}(\text{OH})_4$	1665,19	1917,35
Катафорит	$\text{Na}_4\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_8\text{AlFe}^{3+}\text{Si}_{15}\text{O}_{44}(\text{OH})_4$	1626,43	1878,49
Катафорит II	$\text{Na}_4\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_8\text{Al}_3\text{Fe}^{3+}\text{Si}_{14}\text{O}_{44}(\text{OH})_4$	1668,31	1920,47
<i>Слюды</i>			
Мусковит	$\text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	398,20	
Парагонит	$\text{NaAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	382,10	
Флогопит	$\text{KMg}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	417,22	
Аннит	$\text{KFe}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ (Биотит)	511,78	
<i>Оливин</i>			
Форстерит	Mg_2SiO_4	140,70	
Файялит	Fe_2SiO_4	203,74	

<i>Гранат</i>		
Альмандин	$Fe_3Al_2Si_3O_{12}$	497,64
Спессартин	$Mn_3Al_2Si_3O_{12}$	494,91
Пироп	$Mg_3Al_2Si_3O_{12}$	403,08
Меланит	$Ca_3Fe^{3+}TiSi_3O_{12}$	508,16
<i>Мелилит</i>		
Эккерманит	$Ca_2MgSi_2O_7$	272,52
Fe-эккерманит	$Ca_2FeSi_2O_7$	304,04
Геленит	$Ca_2Al_2SiO_7$	274,17
Натриевый мелилит	$NaCaAlSi_2O_7$	258,17
Натриевый ферримелилит	$NaCaFe^{3+}Si_2O_7$	287,04
<i>Шпинели</i>		
Шпинель	$MgAl_2O_4$	142,26
Герцинит	$FeAl_2O_4$	173,78
Магнетит	$Fe^{2+}Fe^{3+}_2O_4$	231,52
Ульвошпинель	$Fe^{2+}Fe^{3+}TiO_4$	231,58
Хромит	$FeCr_2O_4$	223,86
<i>Прочие минералы</i>		
Кордиерит	$Mg_2Al_4Si_5O_{18}$	584,80
Fe-кордиерит	$Fe_2Al_4Si_5O_{18}$	647,84
Титанит (сфен)	$CaTiSiO_5$	196,04
Перовскит	$CaTiO_3$	135,98
Ильменит	$FeTiO_3$	151,74
Апатит (F)	$Ca_5(PO_4)_3F$	503,74
Апатит (Cl)	$Ca_5(PO_4)_3Cl$	520,20

Т а б л и ц а 23

Насыщенные нормы минеральных компонентов

Лейцит	$4 Lc = 5 Or - 1 Q$
Нефелин	$3 Ne = 5 Ab - 2 Q$
Кальсилит	$3 Ks = 5 Or - 2 Q$
Диопсид	$4 Di = 2 Wo + 2 En$
Геденбергит	$4 Hd = 2 Wo + 2 Fs$
Жадеит	$4 Jd = 5 Ab - 1 Q$
Молекула Чермака	$4 Ts = 5 An - 1 Q$
Куммингтонит	$30 Cum = 28 Hy + 2 Q$
Актинолит	$30 Act = 8 Wo + 20 Hy + 2 Q$
Роговая обманка	$30 Ho = 10 An + 4 Wo + 16 Hy$
Чермакит	$30 Tst = 20 An + 12 Hy - 2 Q$
Паргасит	$30 Par = 10 Ab + 10 An + 16 Hy - 6 Q$
Гастингсит	$32 Hst = 10 Ab + 5 An + 6 Wo + 20 Hy - 9 Q$
Керсутит	$32 Krs = 4 Il + 10 Ab + 5 An + 6 Wo + 12 Hy - 5 Q$
Баркевикит	$32 Brk = 10 Ab + 2,5 An + 7 Wo + 20 Hy - 7,5 Q$
Эденит	$32 Edn = 10 Ab + 8 Wo + 20 Hy - 6 Q$
Рибекит	$30 Rb = 16 Ac + 12 Hy + 2 Q$
Арфведсонит	$31 Arf = 5 Ab + 12 Ac + 2 Wo + 14 Hy - 2 Q$
Арфведсонит II	$32 Arf = 8 Ac + 6 Ns + 16 Hy + 2 Q$
Катафорит	$31 Kat = 5 Ab + 4 Ac + 3 Ns + 4 Wo + 16 Hy - 1 Q$
Катафорит II	$32 Kat = 15 Ab + 4 Ac + 4 Wo + 16 Hy - 7 Q$

Уравнения прямых, ограничивающих поля на графиках

Фиг. 40. Коэффициенты для расчета стандартного магнетита

$$X_1 = 0,1 + (Na + K) 10^{-3}$$

$$X_2 = 1,2 [0,1 + (Na + K) 10^{-3}]$$

$$X_3 = 1,8 [0,07 + (Na + K) 10^{-3}]$$

Фиг. 41. Границы полей (прямые линии)

Силлиманит – кордиерит	$q = 0,14 h$
Корунд – кордиерит	$q = 0,907 h - 0,33$
Корунд – шпинель	$q = -0,233 h - 0,33$
Кордиерит – шпинель	$h = 0,43 (\text{const})$
Кордиерит – гиперстен	$q = 0,105 (1 - h)$
Шпинель – гиперстен	$q = 0,756 (h - 1)$
Шпинель – оливин	$q = 0,316 h - 0,566$

Фиг. 42. Границы полей (прямые линии)

Мусковит – биотит	$q = -0,117 h - 0,33$
Мусковит – кордиерит	$q = 0,907 h - 0,33$
Кордиерит – биотит	$q = 0,595 - 1,245 h$

Фиг. 43. Полевошпатовый коэффициент F' для клинопироксенов, если:

$$\Delta Q > 0, \text{ тогда } F' = 0,2 (1 - \Delta Q 10^{-3})$$

$$\Delta Q \leq 0, \text{ тогда } F' = 0,2 - \Delta Q 10^{-3}$$

Фиг. 44. Коэффициент n для случая оставшегося гиперстена Nu^* , если:

$$\Delta Q > 0 \text{ и } k \leq 0,4, \text{ тогда } n = 1,3$$

$$\Delta Q > 0 \text{ и } k > 0,4, \text{ тогда } n = 1,2$$

$$\Delta Q \leq 0 \text{ и } k \leq 0,4, \text{ тогда } n = 1,3 + \Delta Q 10^{-3}$$

$$\Delta Q \leq 0 \text{ и } k > 0,4, \text{ тогда } n = 1,2 + \Delta Q 10^{-3}$$

Фиг. 45. Граница поля биотита (при $k > 0,30$)

$$V_1 = 6 - 6 k; \quad V_2 = 12 - 12 k$$

Фиг. 46. Граница q_N поля нефелина и коэффициент U

$$q_N = (3,6 - 4 k^*) / (9 - 3,31 k^*)$$

$$U = 1,7 - 0,5 (q^* + 0,5 k^*)$$

Фиг. 47. Граница поля лейцита ($0,40 \leq k \leq 0,58$)

$$L = 20 k - 6$$

Фиг. 48. Граница q_L поля лейцита (при $k^* > 0,4$)

$$q_L = 1,32 k^* / (9 - 3,31 k^*), \text{ верхний предел } q_L = 0,2$$

Фиг. 50. Границы полей (прямые линии)

$$\begin{aligned} \text{Мусковит} - \text{кордиерит} & q = 0,907 h - 0,33 \\ \text{Мусковит} - \text{биотит} & q = -0,117 h - 0,33 \\ \text{Кордиерит} - \text{биотит} & q = 0,595 - 1,245 h \end{aligned}$$

Фиг. 51. Границы полей (прямые линии)

$$\begin{aligned} \text{Мусковит} - \text{гранат} & q = 0,33 (h - 1) \\ \text{Мусковит} - \text{биотит} & q = -0,117 h - 0,33 \\ \text{Гранат} - \text{биотит} & q = 1,68 - 2,68 h \end{aligned}$$

Фиг. 52. Границы полей кальциевого амфибола и клинопироксена

$$\Delta Q > 0 \quad (m = E_{\text{п}}/H_{\text{у}})$$

$$\begin{aligned} \text{Амфибол} & w_1'' = 0,10 + 0,25 m \\ \text{Амфибол} & w_2'' = 0,25 + 0,25 m \\ \text{Клинопироксен (если } k > 0,4) & w_1'' = 0,83 \\ \text{Клинопироксен (если } k \leq 0,4) & w_1'' = 0,77 \end{aligned}$$

Фиг. 53. Границы поля кальциевого амфибола $\Delta Q \leq 0$ (i'' = ильменитовый коэффициент)

$$\begin{aligned} w_1'' = 0,2; \quad w_2'' = 0,4 \\ \text{Если } m \leq 0,5, \text{ тогда} & i'' = 0,03 \\ \text{Если } m > 0,5, \text{ тогда} & i'' = 0,03 + 0,8 (m - 0,5), \text{ верхний} \\ & \text{предел } i'' = 1 \end{aligned}$$

Фиг. 54. Коэффициенты f'' и q'' полевошпатового компонента для кальциевого амфибола, если:

$$\begin{aligned} \Delta Q > 0, \text{ тогда} & f'' = 0,5 - 0,4 \Delta Q 10^{-3} \\ & q'' = 0,4 \Delta Q 10^{-3} - 0,2 \\ \Delta Q \leq 0, \text{ тогда} & f'' = 0,5 - 2,33 \Delta Q 10^{-3} \\ & q'' = -0,2 + \Delta Q 10^{-3} \end{aligned}$$

Фиг. 55. Коэффициенты f' и w' полевошпатового компонента в кальциевых клинопироксенах, если:

$$\begin{aligned} \Delta Q > 0, & \text{ тогда } f' = 0,15 - 0,2 \Delta Q 10^{-3} \\ \Delta Q > 0 \text{ и } k > 0,4, & \text{ тогда } w' = 0,83 \\ \Delta Q > 0 \text{ и } k \leq 0,4, & \text{ тогда } w' = 0,77 \\ \Delta Q \leq 0, & \text{ тогда } f' = 0,15 - 0,9 \Delta Q 10^{-3} \\ \Delta Q \leq 0 \text{ и } k > 0,4, & \text{ тогда } w' = 0,83 (1 - \Delta Q 10^{-3}) \\ \Delta Q \leq 0 \text{ и } k \leq 0,4, & \text{ тогда } w' = 0,77 (1 - \Delta Q 10^{-3}) \end{aligned}$$

Фиг. 56. Коэффициент p ильменита для кальциевых клинопироксенов, если:

$$\begin{aligned} k > 0,4, \text{ тогда} & p = 0,3 W_{\text{о}}/A_{\text{н}} \\ k \leq 0,4, \text{ тогда} & p = 0,6 W_{\text{о}}/A_{\text{н}} \end{aligned}$$

Фиг. 57. Границы поля w^I щелочных пироксенов и w^{II} щелочных амфиболов ($\Delta Q > 0$)

$$w^I = 0,83 - 0,85 a \quad a = A_c / (A_c + N_y)$$

$$w_1^{II} = 0,11 - 0,28 a$$

$$w_2^{II} = 0,20 - 0,29 a$$

Фиг. 58. Полевощпатовый коэффициент f^{II} и q^{II} в щелочных амфиболах ($\Delta Q > 0$)

$$f^{II} = 0,14 - 0,2 a \quad a = A_c / (A_c + N_y)$$

$$q^{II} = 0,13 a$$

Фиг. 59. Граница w^I поля щелочных пироксенов и граница w^{II} поля щелочных амфиболов ($\Delta Q \leq 0$)

$$w^I = 0,83 - 0,85 a \quad a = A_c / (A_c + N_y)$$

$$w_1^{II} = 0,16 - 0,4 a$$

$$w_2^{II} = 0,32 - 0,4 a$$

Фиг. 60. Полевощпатовые коэффициенты f^{II} и q^{II} щелочных амфиболов ($\Delta Q \leq 0$)

$$f^{II} = 0,82 - 1,5 a, \quad a = A_c / (A_c + N_y), \text{ если:}$$

$$a > 0,4, \text{ тогда} \quad q^{II} = 0,05$$

$$a < 0,4 \text{ тогда} \quad q^{II} = 1,4 a - 0,51$$

Фиг. 61. Граница q_M поля нефелина и коэффициент U

$$U = 1,633 - 0,333 (q^* + 0,5 k^*)$$

Фиг. 63. То же, что на фиг. 41.

Фиг. 64. Границы полей (прямые линии)

$$\text{Силлиманит} - \text{гранат} \quad q = -0,155 h$$

$$\text{Гранат} - \text{гиперстен} \quad q = 0,307 (1 - h)$$

$$\text{Гранат} - \text{оливин} \quad q = 0,99 - 1,24 h$$

Фиг. 65. Граница q_C поля нефелина и коэффициент U

$$U = 1,73 - 0,33 k^* - 0,58 q^*$$

Фиг. 66. Ортогональный график систематики пород

$$\text{Пределы семейств} \quad x = P / (A + P)$$

$$+y = Q / (Q + A + P)$$

$$-y = F / (F + A + P),$$

если y имеет положительное значение, тогда

$$x = 0 - 10 - 35 - 65 - 90 - 100 \%;$$

если y имеет отрицательное значение, тогда

$$x = 0 - 10 - 50 - 90 - 100 \% \text{ (если } y > -60 \%)$$

$$0 - 50 - 100 \% \text{ (если } y \leq -60 \%)$$

СРАВНЕНИЕ НОРМАТИВНОГО СОСТАВА В СИСТЕМЕ CIPW И НОРМ РИТМАНА¹⁾

В. Готтлини²⁾

Нормативный состав фемических минералов в системе CIPW

Система CIPW выражает химический состав изверженных пород в виде сравнительно простых соединений, называемых нормативными минералами, содержание которых рассчитывается по определенной схеме. Большинство таких идеализированных минералов не соответствует природным пороодообразующим минералам, состав которых значительно сложнее. Чтобы проиллюстрировать этот факт, в табл. 1 и 2 приведены результаты пересчета по системе CIPW химического состава некоторых фемических силикатных минералов.

В системе CIPW клинопироксены представлены нормативными минералами: энстатитом (en), ферросилитом (fs), волластонитом (wo) и акмитом (ac). Кроме соединений этого типа, природные клинопироксены всегда содержат также другие нормативные минералы. В отдельных случаях (Ti-авгит в табл. 1) количество последних может даже превышать содержание нормативных пироксенов. Следовательно, содержание модалного клинопироксена всегда будет выше, чем содержание нормативного. С другой стороны, количества многих других нормативных минералов также недостаточны, и состав нормативного среднего полевого шпата не будет соответствовать составу модалного полевого шпата, искажая, таким образом, классификационное положение породы.

Нормативный состав амфиболов в системе CIPW отражает большую изменчивость химического состава этих минералов. Большая часть амфиболов, исключая рибекит, содержит значительное количество "скрытых" силикатных нормативных минералов, а также оливина и рудных минералов. В керсутитах и особенно в так называемых базальтических роговых обманках (заметим, что они никогда не встре-

1) Термин "нормы Ритмана" предлагается для устойчивых минеральных ассоциаций, рассчитанных согласно новому методу.

2) Международный институт вулканологии, I-Катания.

Таблица 1

Нормативный состав клинопироксенов в системе SiPw [9]

	Пижонит	Авгит	Эгирин-авгит	Эгирин	Пижонит	Салит	Эгирин-авгит	Авгит	Ti-авгит	Ti-авгит
Q	1,96	—	—	3,46	—	—	—	—	—	—
or	0,71	0,17	1,12	1,06	1,36	0,71	1,30	—	—	—
ab	1,94	2,03	7,20	5,43	2,20	0,75	12,12	—	—	—
an	1,07	4,84	—	—	2,00	5,96	—	10,73	14,92	26,49
ne	—	—	0,68	—	—	0,69	1,05	3,07	4,86	1,65
lc	—	—	—	—	—	—	—	0,32	0,60	—
wo	7,42	31,94	—	10,66	13,76	44,35	43,07	36,48	35,56	22,69
en	2,91	16,73	—	9,88	6,58	33,96	22,15	27,34	26,44	17,08
fs	4,61	14,29	—	—	6,99	5,74	9,34	5,51	—	3,32
en	28,64	13,64	—	—	27,66	—	—	—	—	—
fs	45,44	11,66	—	—	29,38	—	—	—	—	—
ac	—	—	88,38	62,89	—	—	0,73	—	—	—
ns	—	—	—	2,24	—	—	—	—	—	—
fo	—	0,67	—	—	4,06	3,09	—	6,13	—	1,60
fa	—	0,63	—	—	4,76	0,57	—	1,36	—	0,34
cs	—	—	—	—	—	—	—	1,85	2,65	11,17
il	1,61	1,16	1,46	4,26	1,10	0,51	1,42	2,37	10,45	7,31
mt	2,49	2,28	0,18	—	0,17	4,00	8,97	5,18	0,66	7,76
hm	—	—	0,78	—	—	—	—	—	3,97	—
ru	—	—	—	0,33	—	—	—	—	—	—
N	1,11	1,13	1,13	1,17	1,19	1,19	1,33	1,45	1,62	2,31

Нормативный состав амфиболов в системе CIPW [9]

		Рибекит	Роговая обманка	Арфвед- сонит	Роговая обманка	Керсутит	Барке- викит	Роговая обманка	Гастинг- сит	Керсутит	Базальти- ческая ро- говая об- манка
Q or ab an	} fsp	6,06	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		3,82	4,66	17,05	1,00	1,19	4,60	8,44	7,08	9,32	—
		—	8,79	4,59	16,06	—	4,15	2,27	—	1,91	—
ne lc	}	—	5,14	—	10,81	8,98	11,00	18,67	18,69	22,36	27,00
		—	—	—	—	17,50	14,93	3,40	8,01	10,74	10,40
wo en	} di	—	—	—	—	5,69	—	—	3,66	—	5,79
		1,24	23,05	4,26	18,78	18,84	17,07	15,69	14,27	12,92	11,82
fs en	} hy	0,75	15,28	0,06	12,79	16,12	6,05	8,64	2,51	11,17	10,21
		44,59	6,10	4,76	4,52	0,21	11,44	6,47	12,90	—	—
fs ac	}	—	13,15	0,07	6,58	—	—	—	—	—	—
		—	5,25	5,43	2,32	—	—	—	—	—	—
k-ac ns	}	23,49	—	28,71	—	—	—	—	—	—	—
		5,52	—	—	—	—	—	—	—	—	—
fo fa cs	} ol	11,12	—	4,30	—	—	—	—	—	—	—
		—	3,19	0,34	14,06	11,20	16,08	13,96	2,89	11,38	18,03
il mt hm	} рудные	—	1,40	28,09	5,47	0,16	12,66	11,52	16,37	—	—
		—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,90
il mt hm	}	1,52	2,43	0,91	2,05	19,62	0,42	5,24	1,23	13,30	4,86
		—	10,81	—	3,53	0,09	10,96	4,09	10,96	3,63	4,76
N	}	—	—	—	—	—	—	—	—	2,09	4,38
		1,13	1,58	2,12	2,17	2,83	2,88	3,19	3,25	4,10	4,48

чаются в нормальных базальтах) содержание нормативных пироксенов бывает очень низким (см. табл. 2, в базальтической роговой обманке содержание $di = 22\%$).

Сравнение таблиц 1 и 2 ясно показывает, что амфиболы нельзя рассматривать как эквиваленты клинопироксенов. Следовательно, нормативный состав амфиболовых пород, рассчитанный по системе CIPW, дает недостоверные сведения о модалном составе.

Биотиты содержат существенное количество "скрытого" нормативного лейцита и оливина (табл. 3). В нормативном составе (CIPW) пересыщенных биотитсодержащих пород вместо биотита появляются ортоклаз или гиперстен ($en + fs$) либо оба эти минерала. В большинстве недосыщенных пород биотит будет заменяться нормативными ортоклазом, нефелином и оливином и нормативный состав будет сильно отличаться от модалного.

Нормативный состав мелилита в системе CIPW характеризуется большой долей кальциевого ортосиликата (cs), а также присутствием волластонита и энстатита (табл. 4). В нормативном составе мелилитсодержащих пород всегда появляется некоторое количество кальциевого ортосиликата, однако отсутствует прямая зависимость между содержанием cs и мелилита. Интересно отметить, что нормативный кальциевый алюминат (cal) практически отсутствует в нормативном составе мелилита, т.е. мелилиты магматического происхождения либо совершенно не содержат, либо очень бедны геленитовым компонентом.

В нормативном составе фемических силикатов в системе CIPW часто присутствует значительное количество салических нормативных минералов. Это увеличивает количество соответствующих нормативных минералов в нормативном составе пород, но не играет существенной роли для лейкократовых пород. Чем выше цветовой индекс, тем в большей мере нормативный состав в системе CIPW отличается от модалного состава и от нормативного состава, рассчитанного по методу Ритмана, в котором учитывается реальный состав фемических минералов. Эти отличия находят отражение в составе "среднего полевого шпата", однако требуют некоторых пояснений.

Средний полевой шпат

В нормативном составе пород, рассчитанном по системе CIPW, определяется только средний полевой шпат, что не дает прямой информации о соотношении щелочного полевого шпата и плагиоклаза. Поскольку это отношение имеет фундаментальное значение для систематики изверженных пород, некоторые исследователи идентифицируют щелочной полевой шпат с нормативным ортоклазом, а плагиоклаз — с суммой

Т а б л и ц а 3

Нормативный состав биотитов в системе CIPW [9]

	Биотит	Биотит	Биотит	Лепидо- мелан	Лепидо- мелан	Биотит
or	2,29	6,83	—	—	—	—
an	1,88	6,44	7,24	—	—	—
lc	40,67	32,43	36,43	35,78	35,42	41,12
kp	—	—	0,11	0,45	3,36	0,47
ne	0,96	2,38	2,29	4,67	7,00	5,73
c	6,14	3,77	2,68	2,03	0,99	—
ac	—	—	—	—	—	2,73
fo	16,04	17,88	23,45	11,92	14,34	1,16
fa	16,01	12,35	13,60	21,98	27,19	28,26
mt	6,64	6,41	5,55	13,64	7,04	12,73
il	6,43	10,03	5,62	5,96	1,17	4,06

Т а б л и ц а 4

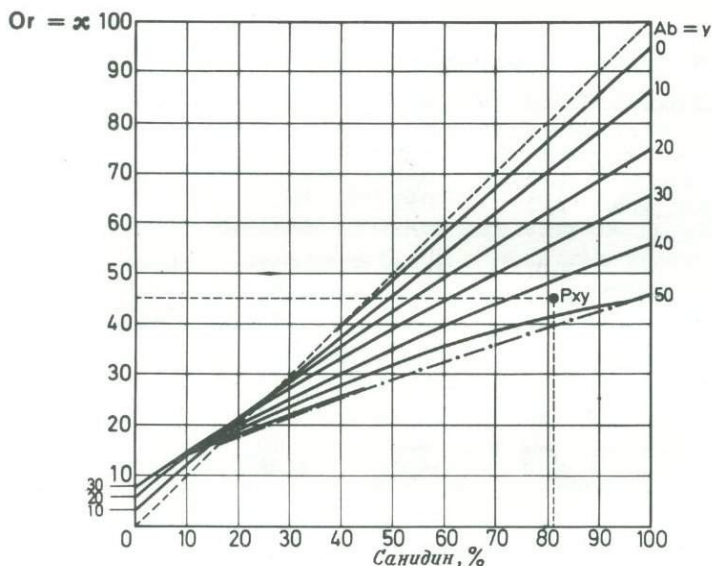
Нормативный состав мелилитов¹ в системе CIPW [9]

		1	2	3	4	5
an	fsp	0,18	0,88	—	0,96	—
lc	фельдшпа- тоиды	1,53	0,93	1,94	3,61	7,97
nf		17,18	16,45	12,72	24,14	10,58
wo	di	20,01	19,67	16,32	16,16	9,49
en		14,87	14,84	11,92	10,17	8,20
fs		3,19	2,83	2,87	4,99	—
ac		—	—	0,75	—	3,87
ns		—	—	1,58	—	—
fo	ol	2,63	3,38	7,69	1,11	10,70
fa		0,62	0,71	2,06	0,60	—
cs		36,19	38,52	41,48	33,55	42,36
il	рудные	0,23	—	0,11	—	—
mt		2,75	1,41	—	3,79	1,29
hm		—	—	—	—	5,54
N		2,60	2,64	2,97	3,13	4,63
Сумма/cs		2,75	2,56	2,40	2,93	2,36

¹Мелилит = N · (di + ac + ns).

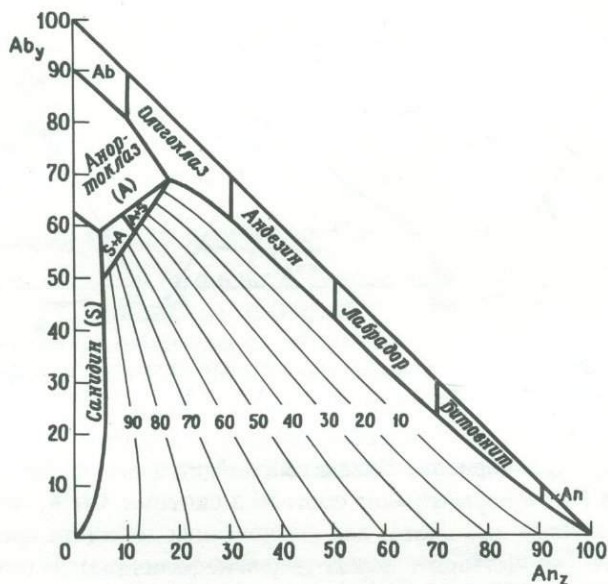
нормативного альбита и анортита. Такое подразделение среднего полевого шпата является приблизительно правильным только в том случае, если x нормативного ортоклаза соответствует 15–20% или если y нормативного альбита равно или близко к нулю. Во всех других случаях результаты такого подразделения среднего полевого шпата будут сильно отличаться от реальных соотношений, поскольку в действительности относительное количество щелочного полевого шпата зависит от значений как x , так и y (фиг. 32, стр. 83).

Если проследить значение x на графике фиг. 1 до пересечения с кривой, отвечающей соответствующему значению y , то на оси абсцисс можно отсчитать относительное количество щелочного полевого шпата. Той же цели служит треугольная диаграмма, изображенная на фиг. 2. Эта диаграмма аналогична приведенной ранее на фиг. 49 с той



Фиг. 1. Зависимость между содержанием санидина и Or (x) и Ab (y).

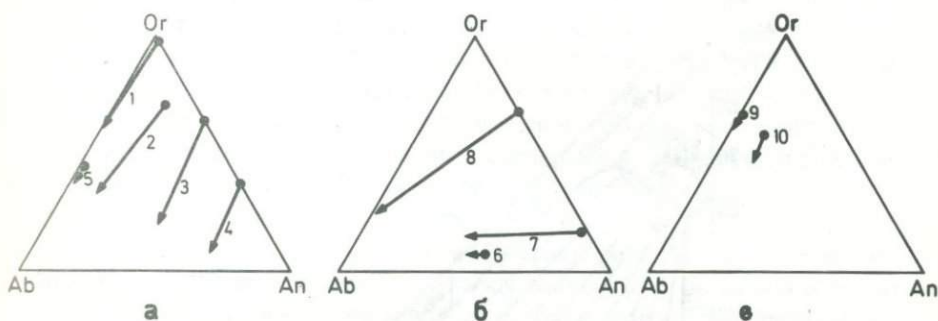
По точке пересечения линии, соответствующей значению x , с кривой значений y (Ab) определяем на оси абсцисс содержание санидина. Примеры показывают, что только в исключительных случаях содержание санидина равно значению y . Содержаниям санидина, равным x , соответствует пунктирная линия. Штрих-пунктирная линия показывает границу состава санидина. Примеры: 1) $Or_{45}Ab_{45}An_{10} = 81\%$ San. 2) $Or_{30}Ab_{40}An_{30} = 40\%$ San. 3) $Or_{54}Ab_{21}An_{25} = 68\%$ San.



Ф и г. 2. Диаграмма для определения нормативного среднего полевого шпата лейкократовых вулканических пород в системе CIPW. Эта диаграмма не может быть использована для мезо- и меланократовых пород, особенно недосыщенных.

лишь разницей, что координатами здесь являются Ab_y (ордината) и An_z (абсцисса) вместо x и y (an). Оба графика позволяют определить количество щелочного полевого шпата, сосуществующего с плагиоклазом в вулканических породах. Однако следует обратить внимание на тот факт, что эти номограммы можно применять для среднего нормативного полевого шпата в системе CIPW только тогда, когда количество нормативного волластонита и нефелина очень невелико. В противном случае значительные количества полевошпатовых компонентов будут входить в состав феррических силикатов, что приводит к несоответствию между количествами нормативного и модального полевого шпата. Чтобы проиллюстрировать эти различия, на фиг. 3 на треугольники $Or-Ab-An$ нанесены составы (1-10) средних полевых шпатов, полученные в результате расчета нормативного состава одних и тех же пород (1-10) по системе CIPW и по методу Ритмана.

Влияние, которое оказывает на состав среднего полевого шпата присутствие авгита, биотита и фельдшпатоидов, может быть сумми-



Ф и Г. 3. Различия в составе среднего полевого шпата, определенно по системе *СIPW* (кружки) и по методу Ритмана (концы стрелок).

ровано следующим образом. Модальный лейцит очень часто не имеет эквивалента (*lc*) в нормативном составе в системе *СIPW*, поскольку, согласно правилам пересчета, для компенсации дефицита кремнезема прежде всего рассчитывают нормативный нефелин (*ne*). В случае сильно недосыщенных пород для образования нефелина может быть использован весь альбит и, если дефицит кремнезема все еще сохраняется, будет получен нормативный лейцит. Остающийся средний полевой шпат содержит только *Or* и *An*, но уже не содержит *Ab*. Такой состав никогда не встречается в изверженных породах. Подобные несуществующие в природных условиях ассоциации никогда не получаются в нормативном составе, рассчитанном по методу Ритмана, поскольку схема пересчета, основанная на статистических данных, приводит к образованию лейцита, если этого требует химический состав породы. Состав среднего полевого шпата будет отличаться от того, который получается при пересчете по системе *СIPW*, меньшим содержанием *Or* и значительным количеством *Ab* (фиг. 3, *a*).

Присутствие модального биотита производит тот же эффект, что и присутствие лейцита (фиг. 3, *b*).

В отличие от нормативного нефелина (*ne*) в системе пересчета *СIPW* модальный нефелин всегда содержит некоторое количество калия. Вследствие этого средний полевой шпат в нормативном составе Ритмана будет содержать больше альбита (*y*) и меньше ортоклаза (*x*), чем в нормативном составе *СIPW*.

Богатые кальцием модальные клинопироксены, в особенности титанавгиты, вносят существенные изменения в состав среднего полевого шпата, поскольку они содержат значительное количество скрыто-

го нормативного анортита. Следовательно, содержание анортита (z) в среднем полевом шпате, определяемое по методу Ритмана, будет намного ниже, чем содержание, полученное в результате пересчета по системе $СIPW$ (3,6).

Присутствие модальной роговой обманки уменьшает общее количество полевого шпата, но состав среднего полевого шпата остается практически неизменным.

Нормативный состав в системе $СIPW$ и степень окисления

Важно отметить, что в нормативном составе, рассчитанном по системе $СIPW$, количество магнетита и спорадического гематита зависит от степени окисления исследуемых пород. В сильно окисленных породах все количество железа может войти в эти рудные минералы, и, следовательно, в нормативном составе не будет силикатов железа (fa , fs). Очевидно, что такой нормативный состав не будет соответствовать модальному составу, поскольку не существует фемических

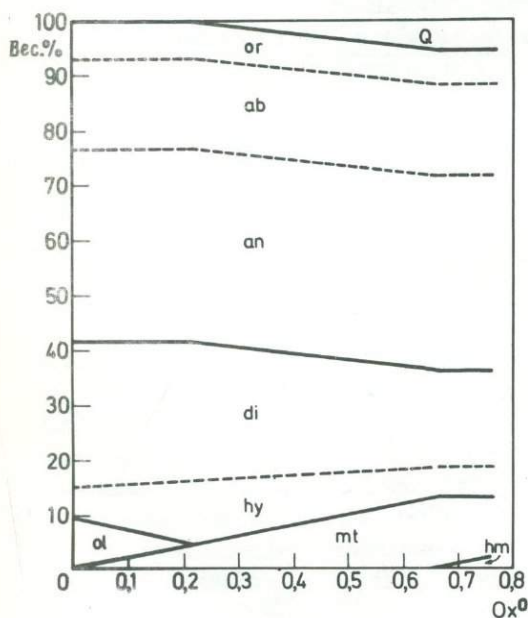
Таблица 5

Сравнение нормативных составов окисленных в разной степени "базальтов" вулкана Масайя в системе $СIPW$ (колонки А, Б) и норм Ритмана (колонка В)

	А $Ox^0 = 0,673$	Б $Ox^0 = 0,125$	В $Ox^0 = 0,232$	
Q	5,63	—	Кварц	0,9
or	7,02	7,02	Санидин	4,5
ab	16,83	16,83	Лабрадор	58,2
an	34,74	34,74		
wo } en } fs }	10,14	10,14	Пижонит	33,6
di	8,76	4,78		
fs }	—	5,23		
en } fs }	5,63	6,82		
hy	—	7,45		
fo } fa }	—	1,95		
ol	—	2,35		
il	0,83	0,83		
mt	10,69	2,17	Ti-магнетит	2,8
hm	0,71	—		
Цветовой индекс	36,76	41,72		36,4
an/il	41,8			$\tau = 50,1$
Средний полевой шпат	$or_{12,0}$	$ab_{28,7}$ $an_{59,3}$		$Or_{12,2}$ $Ab_{30,6}$ $An_{57,2}$

силикатов, не содержащих железа. Другим следствием связывания всего железа в рудные минералы является завышение количества кремнезема, который может появляться в виде кварца (Q) или вызывать неоправданное увеличение содержания полевого шпата и пироксенов за счет фельдшпатоидов или оливина. Табл. 5 и фиг. 4 иллюстрируют эти соотношения на примере так называемых базальтов вулкана Масайя (Никарагуа, Центральная Америка) [6]. Анализированные породы, очевидно, подвергались окислению в результате вторичных процессов, так как совершенно невозможно предполагать, чтобы пироксены не содержали железа, как это получается в нормативном составе, рассчитанном по системе CIPW (колонка А, табл. 5). В том случае, если те же породы лишь слегка окислены, их нормативный состав будет существенно отличаться (колонка Б, табл. 5).

Эти различия выражаются в отсутствии кварца и появлении оливина, увеличении количества пироксена и соответственно в меньшем содержании магнетита и отсутствии гематита. При сравнении двух нормативных составов, рассчитанных по системе CIPW, на первый взгляд трудно представить, что они относятся к одной и той же породе и различаются только степенью окисления. Согласно общепринятому способу разделения базальтов и андезитов на основании цветового индекса,



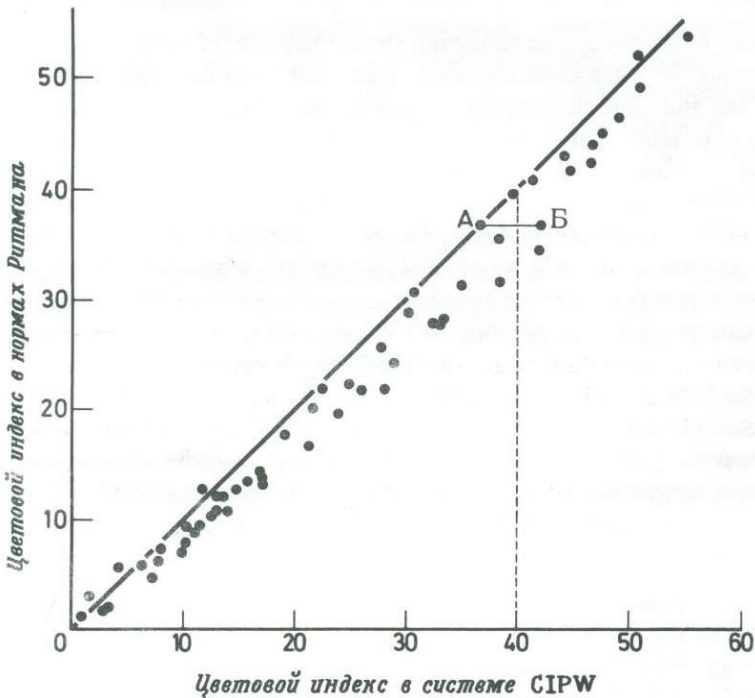
Ф и г. 4. Нормативный состав в системе CIPW окисленного в разной степени "базальта" из вулкана Масайя, Никарагуа, Центральная Америка [6].

сильно окисленные породы будут классифицироваться как андезиты, в то время как слабо окисленные образцы тех же лав должны быть отнесены к типичным базальтам. В колонке В представлены результаты расчета нормативного состава по методу Ритмана.

Цветовой индекс

Для того чтобы избежать таких неоднозначных результатов в нормах Ритмана, степень окисления и, следовательно, количество магнетита стандартизованы согласно правилу, выведенному из статистических данных (стр. 39). Это придает более определенное значение цветовому индексу в нормах Ритмана в отличие от системы CIPW, где для одной породы (табл. 5, колонки А и Б) возможны разные результаты.

В связи с этим между цветовыми индексами в двух типах нормативных составов невозможно установить строгие взаимоотношения.



Фиг. 5. Различия в цветовом индексе, определенном в системе CIPW и методом Ритмана.

Даже при одинаковой степени окисления имеются различия, которые могут быть обусловлены следующими фактами.

В нормативном составе в системе CIPW цветовой индекс выражается в весовых процентах, в то время как в нормах Ритмана используются объемные проценты. Это является причиной более низких значений цветового индекса в нормах Ритмана. С другой стороны, в нормах Ритмана более распространены клинопироксены, поскольку, как было показано в табл. 1, в них содержатся скрытые салические и рудные компоненты и оливин.

В среднем цветовой индекс в нормативном составе по Ритману имеет несколько более низкие значения, которые ближе соответствуют объему модальных цветных минералов. Для того чтобы проиллюстрировать эти соотношения, на фиг. 5 нанесены значения цветового индекса в нормах Ритмана и соответствующие им значения в нормативном составе, рассчитанном по системе CIPW.

Выводы

Выше были показаны различия между нормативным составом в системе CIPW и нормами Ритмана и рассмотрены причины этих различий. Эти два метода расчета нормативных составов имеют между собой фундаментальные различия, и, хотя основаны на разных принципах, они не только не исключают, но и дополняют друг друга. Нормативный состав в системе CIPW удобно использовать для обсуждения чисто петрохимических проблем, тогда как нормы Ритмана успешно служат для петрографических целей, в частности для точного определения наименования и классификационного положения вулканических пород, для которых в большинстве случаев невозможно достаточно полно установить модальный состав. Кроме того, нормы Ритмана позволяют получить ценную информацию о гетероморфических эквивалентах, кристаллизующихся в вулканических, субвулканических или плутонических условиях, и дают возможность выражать результаты химических анализов в петрографических и минералогических терминах.

ПРОГРАММА ВЫЧИСЛЕНИЯ НОРМ РИТМАНА НА ЯЗЫКЕ АЛГОЛ

В. Хьюерс¹⁾, Р. Стенгелин²⁾

Поскольку обычный способ расчета норм Ритмана является довольно трудоемким, мы рекомендуем соответствующую программу для ЭВМ.

Несколько дополнительных программ позволяют записать на магнитную ленту полученные данные вместе с соответствующими им индексами, а также исходные данные, для того чтобы получить полные статистические ряды.

На основании данных анализа с помощью специальных программ статистической обработки результатов вычисляются средние значения, дисперсии и другие характеристики. Рациональный выбор результатов анализа, необходимых для статистической обработки, облегчается целесообразным подбором соответствующих им индексов (см. ниже).

Используемый язык

Программирование и отладка программы вычисления норм Ритмана были выполнены в Центре обработки данных Тюбингенского университета на вычислительной системе CD 3300. Использовался язык программирования CD-АЛГОЛ (разновидность языка АЛГОЛ 60), близкий к официальному описанию алгоритмического языка АЛГОЛ³⁾ и дополненный процедурами ввода и вывода данных. Программа написана не в кодах машины, а, насколько это возможно, в форме, близкой к языку АЛГОЛ. Используемый язык имеет несколько малосущественных отличий от общепринятого языка АЛГОЛ 60.

¹⁾ Тюбингенский университет, Центр обработки данных.

²⁾ Тюбингенский университет, Институт минералогии и петрографии.

³⁾ "Revised Report on the Algorithmic Language ALGOL 60", Communications of the ACM, **6**, 1-17, 1963; "A Proposal for Input-Output Conventions in ALGOL 60", Communications of the ACM, **7**, May 1964.

Включение номограмм в программу

Для вычисления норм Ритмана оказалось необходимым включить в программу значения содержания санидина и ортоклаза взятые из номограмм, приведенных соответственно на фиг. 49 и 62. Номограмма фиг. 49 может быть разделена на две части; если точка, которая определяется содержанием анортита или ортоклаза, попадет в одну из этих частей, то мы получим содержание санидина (в %); если же точка попадет в другую часть номограммы, то мы определим только содержание анортотклаза. Криволинейная граница между частями номограммы, в которые могут попадать точки, аппроксимируется полиномами не выше 6-й степени.

Необходимые для этого процедуры определены в начале программы. На обе части номограммы накладывается сеть точек. Каждой точке соответствует некоторое значение содержания (в %) санидина или ортоклаза, вычисленное с помощью исходной номограммы. В санидиновой части поля имеется особая точка, близ которой содержания санидина изменяются значительно быстрее обычного. Эта область определяется следующими неравенствами:

$$4 \leq A_n \leq 10,22 \leq O_r \leq 38.$$

Здесь вдоль осей координат интервалы равны 0,5 единицы, тогда как в других областях — примерно двум единицам. Далее значения санидина или ортоклаза вычисляются путем линейной интерполяции между точками сети. Для того чтобы провести эту интерполяцию (фиг. 49) близ граничных точек, необходимо добавить несколько фиктивных значений, расположенных у границы, но вне санидинового поля.

Значения в сети точек наносятся на бланки и в начале работы программы переносятся на две двумерные матрицы А и Б.

Запись входных данных

Сначала вводятся бланки с записанными на них значениями процентного содержания санидина или ортоклаза в точках сетки. Затем вводятся бланки с данными химических анализов, расположенными следующим образом:

Колонки	1 — 18	Идентификационные числа (для детального подразделения, см. пример на стр. 254—255)
	19 — 22	Весовые проценты SiO_2
	23 — 26	То же Al_2O_3
	27 — 30	" Fe_2O_3
	31 — 34	" FeO

35 – 37	Весовые проценты	MnO
38 – 41	То же	MgO
42 – 45	"	CaO
46 – 49	"	Na ₂ O
50 – 53	"	K ₂ O
54 – 57	"	TiO ₂
58 – 60	"	P ₂ O ₅
61 – 63	"	Cl
64 – 67	"	CO ₂
68 – 70	"	SO ₃
71 – 73	"	ZrO ₂
74 – 77	"	H ₂ O

Значения весовых процентов записываются на поле карты без отделения запятой десятичных долей. Последняя значащая цифра соответствует 0,01%. Данные первой карты интерпретируются как нулевые.

Результаты могут быть напечатаны в следующей форме:

- | | | |
|--------|---------|---|
| Строка | 1 | Идентификационные числа |
| | 2 – 3 | Данные химических анализов, выраженные в весовых процентах |
| | 4 – 6 | Насыщенная форма |
| | 7 | Значения <i>Og</i> , <i>Ab</i> и <i>Ap</i> , которые служат для определения содержания нормативного анортита с помощью фиг. 49 или 62 |
| | 8 – 9 | Лейкократовые минералы |
| | 10 – 15 | Меланократовые минералы |
| | 16 | Значения <i>Q</i> , <i>A</i> , <i>P</i> , <i>F</i> и <i>Cl</i> для нанесения пересчитанных анализов пород на диаграмму Штрекй-зена |
| | 17 – 18 | Дополнительные величины (см. стр. 255–257). |

Если содержание TiO₂ в химическом анализе не определено, оно не печатается (*τ*). Аналогично *σ* не печатается, если содержание SiO₂ не достигает 43 вес. %.

Необходимый объем памяти

32 килобайта ЭВМ CD 3300

Время вычисления

Примерно 1,5 с на каждый анализ

Значение идентификационных чисел

Для быстрой идентификации географического и стратиграфического положения рассчитываемой магматической породы ниже приводится разработанная система буквенных и числовых обозначений. Использование системы идентификационных чисел имеет следующие преимущества: эти числа указывают на континентальный или океанический генезис, на принадлежность исследуемых пород к определенному региону, стране или острову, а также к определенному магматическому типу; они позволяют установить, является порода вулканической, плутонической или метаморфической. Идентификационные числа характеризуют также фамилию автора и дату публикации анализа, наконец, они могут дать такие характеристики исследуемого материала, как: "стекловатый", "пемзовый", "игнимбритовый" и т.д.

Идентификационные числа подразделяются следующим образом:

- | | | |
|---------|-------|--|
| Колонка | 1 | Крупные территории (континенты, субконтиненты, океанические пространства и т. д., см. список на стр. 255) |
| | 2-3 | Страны, острова, океанические регионы, планеты |
| | 4 | Стратиграфическое положение |
| | 5-7 | Дальнейшее географическое и петрографическое подразделение |
| | 8-10 | Сериальные числа |
| | 11 | Типы пород (V-вулканические породы, P-плутонические породы, M-метаморфические породы) |
| | 12-15 | Сокращенная фамилия автора оригинальной работы или сводки анализов |
| | 16-17 | Сокращенная дата публикации |
| | 18 | Отличительные петрографические особенности (E-эклогит, G-стекло, P-пемза, H-гиалокластит, I-нестекловатый игнимбрит, X-стекловатый игнимбрит). |

Примеры идентификационных чисел:

IT1ROA003VGROS08-

Расшифровка:

1 = Европа

IT = Италия

1 = Кайнозойский возраст

RO = Вулканический комплекс Роккамонфина

A = Докальдерная стадия вулканического комплекса Роккамонфина

003 = Сериальное число анализа
 V = Вулканическая порода
 GROS = Gross (автор)
 08 = опубликовано в 1908 г.
 - = (свободное число)

8CH2N---005VZEP168I

Расшифровка:

8 = Южная Америка

CH = Чили

2 = Формация игнимбритов (позднемиоценовая или раннеплиоценовая)

N = Северная часть Чили

-- = (свободные числа)

005 = Сериальное число анализа

V = Вулканическая порода

ZEP1 = Zeil and Pichher (авторы)

68 = Опубликовано в 1968 г.

I = Нестекловатый игнимбрит

Список условных обозначений крупных территорий (колонка I):

1. Европа (исключая Исландию и Турцию).
2. Азия (включая Турцию и Арабский полуостров; исключая Японию, Курильские острова и Камчатку).
3. Африка (включая Мадагаскар).
4. Австралия, Новая Зеландия и Индийский океан (исключая Мадагаскар и Индонезию).
5. Атлантический океан (включая Исландию и Арктический район).
6. Северная Америка (включая Гренландию и Алеутские острова).
7. Центральная Америка (включая Вест-Индию).
8. Южная Америка и Антарктида.
9. Тихий океан (включая Индонезию, Японию, Курильские острова и Камчатку и исключая Новую Зеландию).
0. Лунное и космическое вещество.

Вывод данных

Результаты машинной обработки данных выдаются на построчно печатающее устройство. На каждый анализ таких результатов отводится одна страница распечатки. Пример таких результатов приводится на фиг. 1. В дополнение к минералам, для которых вычисляются нормы, в конце печати выдаются также следующие величины:

NR.	IITIROA003V6ROS08- (VOLCANIC FACIES)											1/ 8/72			
SI02	54.75	AL203	20.99	FE2O3	3.07	FeO	1.08	MNO	0.10	MGO	0.78	CAO	3.43	NA2O	4.47
K2O	9.53	TIO2	0.57	P2O5	0.15	CL2	0.10	CO2	0.00	SO3	0.07	ZRO2	0.00	H2O	1.61
SUM	100.70														

CC	0.0	HL	2.8	AH	1.7	TH	0.0	ZIR	0.0						
AP	5.6	IL	14.3	MT0	35.6	OR	1011.6	AB	707.1	AN	169.7				
NO	45.7	HY	63.1	DELTAQ	-242.4										

X (OR) 16.2 Y (AB) 64.4 Z (AN) 19.4 (FIGURE 49)

QUARTZ	0.0	SANIDINE	5.3	ANORTHOCLASE	0.0	PLAGIOCLASE	39.1	NEPHELINE	0.5
LEUCITE	43.8	KALSILITE	0.0	SODALITE	1.6	HAUYNE	1.0	NOSEAN	0.0

CLINOPYROXENE (TITANAUGITE)			4.6	FAYALITE	0.0	MELILITE	0.0
OLIVINE	0.6	ORTHOPIYROXENE	0.0	TITANITE	0.0	PEROFKITE	0.0
MAGNETITE	1.4	SILLIMANITE	0.0	COSSYRITE	0.0	CALCITE	0.0
ILMENITE	0.5	SPINEL	0.0	SODASILITE	0.0	ZIRCON	0.0
APATITE	0.3	CORDIERITE	0.0	CORUNDUM	0.0		
BIOTITE	1.4	MUSCOVITE	0.0	MELANITE	0.0		

Q 0.0 A 5.8 P 42.9 F 51.3 CI 8.7

SIGMA	16.68	LOGSIGMA	1.222	OXO	0.70	ALK	14.00	ALK100	74.8
TAU	28.98	LOGTAU	1.462	FE(TOT)	3.94	FE(TOT)100	21.1	MGO100	4.2

LEUCO LEUCITE-RICH PHONOTEPHRITE

Ф и г. 1. Пример результатов вычисления норм Ритмана на ЭВМ (вулканическая фация).

Сигма (σ)	Сериальный индекс $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})^2 / (\text{SiO}_2 - 43)$ [44]
Tau (τ)	$(\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O}) / \text{TiO}_2$ [14]
$\log \sigma$	
$\log \tau$	
Ox°	Степень окисления
Alk	$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (в вес.%)
$\text{Fe}_{\text{общ}}$	$\text{FeO} + 0,9 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO}$ (в вес.%)
A	отношение { Alk $\text{Fe}_{\text{общ}}$ к сумме Alk + $\text{Fe}_{\text{общ}}$ + MgO MgO
F	
M	

МЕТОД РИТМАНА ДЛЯ РАСЧЕТА НОРМАТИВНОГО СОСТАВА И ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ

Г. Пихлер¹⁾, Р. Стенгелин¹⁾

Проблема классификации вулканических пород

Используемые в настоящее время методы расчета нормативного состава (CIPW, система молекулярных норм Ниггли) во многих случаях дают результаты, достаточно хорошо согласующиеся с модальным минеральным составом пород. Однако чаще выявляются существенные расхождения между нормативным и модальным составами. Значительные аномалии возникают для недосыщенных вулканических пород при пересчете их химических анализов на нормативный состав по системе CIPW. Этот факт был недавно отмечен Чейесом и Йодером [5].

Более того, обе системы расчета нормативного состава позволяют вычислить только содержание среднего полевого шпата (or, ab, an), но не дают непосредственной информации о соотношении щелочного полевого шпата и плагиоклаза, которое имеет фундаментальное значение для систематики вулканических (и плутонических) пород. Чтобы избежать связанных с этим затруднений, некоторые авторы отождествляют щелочной полевой шпат с нормативным ортоклазом (or), а плагиоклаз с суммой нормативного альбита и анортита ($ab + an$). Однако, как было показано выше (стр. 242), такое подразделение среднего полевого шпата близко к правильному только в том случае, когда содержание нормативного ортоклаза (or) равно 15–20% или если содержание нормативного альбита (ab) равно или близко к нулю. Во всех других случаях такое подразделение приводит к неправильным результатам и искажает истинное классификационное положение исследуемых пород.

Применение метода Ритмана исключает ошибки и несоответствия, которые возникают при использовании существующих систем расчета нормативного состава. С помощью двух диаграмм Ритмана (фиг. 49 и 62), отражающих парагенезисы и состав полевых шпатов в вулканических и плутонических фациях, можно определить соотношение щелочного полевого шпата и плагиоклаза. Если нанести нормы Ритмана,

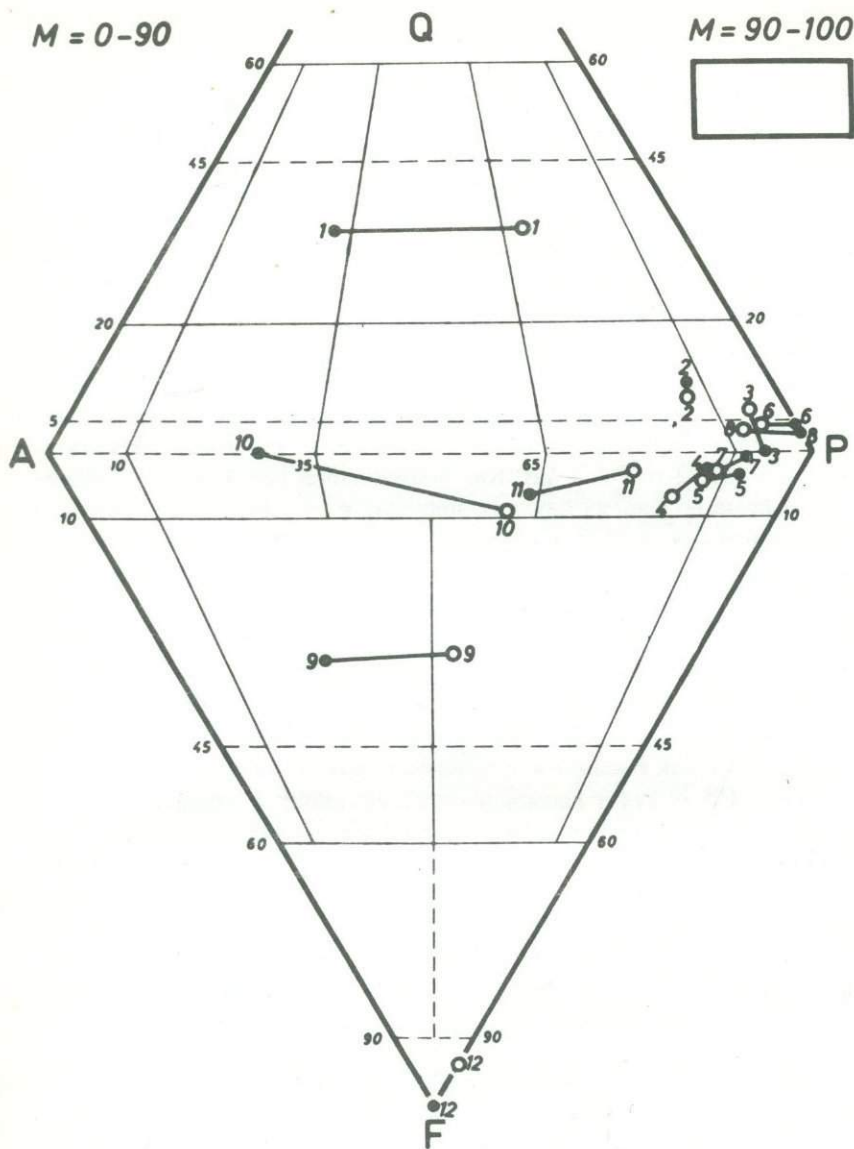
¹⁾ Тюбингенский университет, Институт минералогии и петрографии.

выраженные в объемных процентах, на сдвоенный треугольник $QAPF$, можно определить точное петрографическое название вулканической породы.

Для того чтобы продемонстрировать ошибки, которые могут возникнуть при использовании результатов расчета нормативного состава в системе $СIPW$ для классификации вулканических пород, в табл. 1а и 1б помещены 12 химических анализов различных вулканических пород, а также их нормативные составы, рассчитанные в системе $СIPW$ методом Ритмана. Для нанесения на диаграмму Штрекейзена для этих двенадцати образцов вычислены значения $QAPF$. Для норм $СIPW$ величины $QAPF$ получены путем идентификации щелочного полевого шпата с нормативным ортоклазом (or), а плагиоклаза с суммой нормативного альбита и анортита ($ab + an$). Как упоминалось выше, использование этого приема во многих случаях приводит к существенным погрешностям в определении вулканических пород (фиг. 1). Расхождения особенно велики для эффузивных пород, богатых щелочным полевым шпатом. Вулканическая порода из Японии (колонка 1 в табл. 1а, 1б), которая по модальному составу определяется как риолит, согласно нормативному составу в системе $СIPW$ будет названа дацитом. Гавайит и щелочной базальт с Гавайских островов (колонки 5 и 7 в табл. 1а, 1б), названные так по модальному составу, по нормам Ритмана также классифицируются как гавайит и щелочной базальт, но пересчитанные по системе $СIPW$ получают наименования муджиерит и нефелиновый латит-базальт и попадут в поле 9 сдвоенного треугольника Штрекейзена. Нефелиновый тефрифенолит (колонка 9 в табл. 1а, 1б) по нормативному составу в системе $СIPW$ меняет название на нефелиновый фонотефрит. Трахит с Флегрейских Полей (колонка 10) становится фельдшпатоидным латитом, и нефелин- и гаюинсодержащий латит из Эквадора (колонка 11), выраженный в нормах $СIPW$, превращается в муджиерит. Подобные расхождения, хотя и менее резкие, наблюдаются во всех остальных случаях.

Преимущество норм Ритмана, которые дают реальный минеральный состав, очевидно. В нормах Ритмана могут появляться такие минералы, как санидин, анортотлаз, содалит, гаюин, нозеан, кальсилит, биотит, кордиерит, шпинель, коссирит, мелилит и другие, не существующие в системе норм $СIPW$ (ср. колонки 11 и 12 в табл. 1б).

Цветовой индекс пород, рассчитанный по методу Ритмана, в среднем несколько ниже его значения в системе $СIPW$. Одна из причин этого заключается в том, что в нормах $СIPW$ цветовой индекс выражается в весовых процентах, в то время как в нормах Ритмана используют-



Ф и г. 1. Положение 12 вулканических пород (см. табл. 1) на диаграмме QAPF.

Анализы пород пересчитаны по методу Ритмана (темные кружки) и по системе CIPW (светлые кружки).

M — здесь и далее мафические минералы.

Продолжение табл. 1а

Нормативный состав в системе CIPW

	1 ^а	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12 ^б
Q	33,25	6,08	4,34	—	—	2,28	—	1,93	—	—	—	—
or	20,03	9,60	3,50	9,45	7,78	2,22	5,56	4,49	23,16	31,5	18,35	—
ab	38,08	37,02	25,75	30,39	30,92	17,82	17,29	23,69	18,55	33,9	34,58	—
an	4,09	25,63	34,80	18,07	20,29	27,52	21,41	33,27	5,03	14,2	21,68	0,56
ne	—	—	—	4,26	2,84	—	1,70	—	22,59	—	2,70	20,73
lc	—	—	—	—	—	—	—	—	—	8,7	—	23,11
wo	—	—	—	9,51	6,61	9,05	12,30	5,45	7,67	—	—	5,10
en	—	—	—	6,20	4,50	5,80	7,70	12,68	5,62	2,9	5,40	3,70
fs	—	4,96	7,52	2,64	1,58	2,64	3,83	11,39	1,32	—	—	0,92
en	0,80	—	—	—	—	15,30	—	—	—	—	—	—
fs	0,63	11,86	16,96	—	—	6,60	—	—	—	3,2	—	—
fo	—	—	—	3,92	10,36	—	14,49	—	1,85	—	—	7,14
fa	—	—	—	2,04	4,08	—	7,55	—	0,48	—	5,20	1,84
mt	1,10	2,37	4,89	6,03	4,64	4,41	3,02	3,38	4,18	3,0	2,55	7,66
il	0,25	1,58	1,76	6,23	4,41	4,71	4,10	2,62	4,18	0,8	1,52	5,93
ap	0,19	0,90	0,48	1,68	1,34	0,67	1,01	0,60	1,90	0,5	1,68	4,37
Цветовой индекс	2,96	21,67	31,61	38,25	37,52	49,18	54,00	36,57	27,20	10,4	16,35	53,58

^а Включая С = 0,95.^б Включая сs (двухкальциевый силикат) = 15,82 и сс (кальцит) = 1,10.

Нормы Ритмана

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12 ^Д
Кварц	32,7	8,2	4,1	—	—	2,3	—	2,3	—	—	—	—
Санидин	42,6	9,2	—	8,5	5,1	—	3,9	—	36,0	65,2	29,3	—
Плагиоклаз	19,9	64,9	67,0	59,7	60,4	52,2	45,8	66,5	15,1	24,5	51,5	—
Нефелин	—	—	—	2,3	2,5	—	0,3	—	24,1	—	2,2	23,4
Гаюин	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,3	—
Клинопироксен	—	12,5 ^а	24,1 ^б	15,5 ^в	13,7 ^а	40,6 ^а	27,8 ^а	27,4 ^а	17,5 ^в	8,9 ^г	5,4 ^а	22,8 ^г
Оливин	—	—	—	6,8	12,3	—	17,3	—	2,9	—	4,8	8,4
Биотит	2,1	0,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Кордиерит	2,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Магнетит	0,2	2,6	2,9	2,7	2,5	1,9	2,4	1,9	1,9	0,9	1,0	2,4
Ильменит	—	1,2	1,3	3,0	2,2	2,4	1,7	1,4	0,3	0,1	0,8	—
Апатит	0,2	0,9	0,5	1,5	1,3	0,6	0,7	0,6	2,2	0,4	1,6	4,5
Средний плагиоклаз (An)	11	38	54	30	34	52	43	66	34	40	37	—
Цветовой индекс	4,8	17,7	28,9	29,6	32,0	45,5	49,9	31,3	24,8	10,3	13,6	61,7
σ	1,9	2,5	1,5	6,4	5,4	1,0	3,3	1,6	22,8	8,4	8,5	—13,0
τ	69,4	11,9	12,0	3,4	5,1	4,7	4,9	10,7	4,2	39,0	18,6	2,8
Q	34,3	10,2	5,8	—	—	4,2	—	3,3	—	—	—	—
A	44,8	11,2	—	12,1	7,5	—	7,8	—	47,9	72,4	34,0	—
P	20,9	78,6	94,2	84,7	88,8	95,8	91,5	96,7	20,1	27,6	59,6	—
F	—	—	—	3,2	3,7	—	0,7	—	32,1	—	6,4	100,0

а Субкальциевый авгит }
 б Пижонит } Средний клинопироксен.
 в Титанавгит }
 г Авгит }

Д Порода содержит дополнительно: лейцит 4,2; кальсилит 10,7; мелилит 21,5; кальцит 1,4; сфен 0,5; перовскит 0,2.

- 1 – риолит (по Оно [37], "Афанитовый липарит"), вулкан Кодзусима, Идзу–Марианские острова
- 2 – кварцевый латиандезит (по Мак-Берни и Уильямсу [29], "андезитовый базальт"), вулкан Консепсьон, Никарагуа.
- 3 – кварцевый андезит (по Мак-Берни и Уильямсу [29], "базальт"), Кальдера Лас-Лайас, Никарагуа.
- 4 – оливин- и нефелинсодержащий муджиерит (по Макдоналду [24], "средний гавайит"), Гавайские острова.
- 5 – нефелинсодержащий оливиновый гавайит (по Макдоналду и Кацуре [26], "гавайит"), вулкан Ваианаэ, Оаху, Гавайские острова.
- 6 – толеитовый базальт (по Макдоналду и Кацуре [26], "среднее из 181 анализа гавайских толейитовых базальтов"), Гавайские острова.
- 7 – щелочной оливиновый базальт (по Макдоналду и Кацуре [26], "щелочной оливиновый базальт"), лава из Кауаи, Гавайские острова.
- 8 – андезит (цветовой индекс 31,3, по Куно [21], "высокоглиноземистый базальт"), вулкан Фуйи, Япония.
- 9 – нефелиновый тефрифонолит (по Мёртелю [32], "щелочной базальт"), Фогельсберг, ФРГ.
- 10 – трахит (по Савелли [55], "фонолит"), кратер Астрони, Флегрейские Поля, Италия.
- 11 – нефелин- и гайюинсодержащий латит (по Колони и Синклеру [7], "андезитовый тефрит"), вулкан Сумако, Эквадор.
- 12 – лейцит-кальсилит-мелилитовый нефелинит (по Сахаме и Мейеру [54], "мелилитовый нефелинит"), Ньярагонго, Восточная Африка.

ся объемные проценты. Это вызывает снижение цветового индекса в нормах Ритмана. Содержание магнетита и ильменита в нормативном составе по Ритману обычно ниже, что значительно больше соответствует модальному содержанию этих непрозрачных минералов. В качестве примера можно привести образец из колонки 4 в табл. 1а, б, для которого содержание магнетита и ильменита в нормативном составе CIPW составляет соответственно 6,03 и 6,23%, что нереально для муджиерита. В нормах Ритмана суммарное количество этих двух минералов равно 5,7%, и, как следует из нашего опыта, эта величина лучше согласуется с модальным составом таких пород.

Проблема номенклатуры изверженных пород

Применение предложенного Ритманом метода расчета нормативного состава в сочетании с системой классификации вулканических и плутологических пород, разработанной Штрекейзенем, обладает тем преимуществом, что позволяет использовать ограниченное количество наименований пород, которые приведены в табл. 19 и 20 (стр. 162–171). Петрогра-

фическая литература перегружена огромным количеством (более тысячи) местных терминов, значение которых далеко не всегда понятно, и это сильно затрудняет чтение старых работ. Эти наименования сведены в работах Трёгера [61, 62] и Йоханнсена [17]. Весьма важно перевести эти местные названия изверженных пород на язык современной терминологии путем пересчета химических анализов таких пород. Соответствующие современные наименования легко получить, если нанести лейкократовые нормативные минералы, рассчитанные по методу Ритмана, на двоянную треугольную диаграмму Штрекейзена.

В табл. 2 дается несколько примеров применения метода нормативного пересчета Ритмана для сокращения и упорядочения номенклатуры изверженных пород.

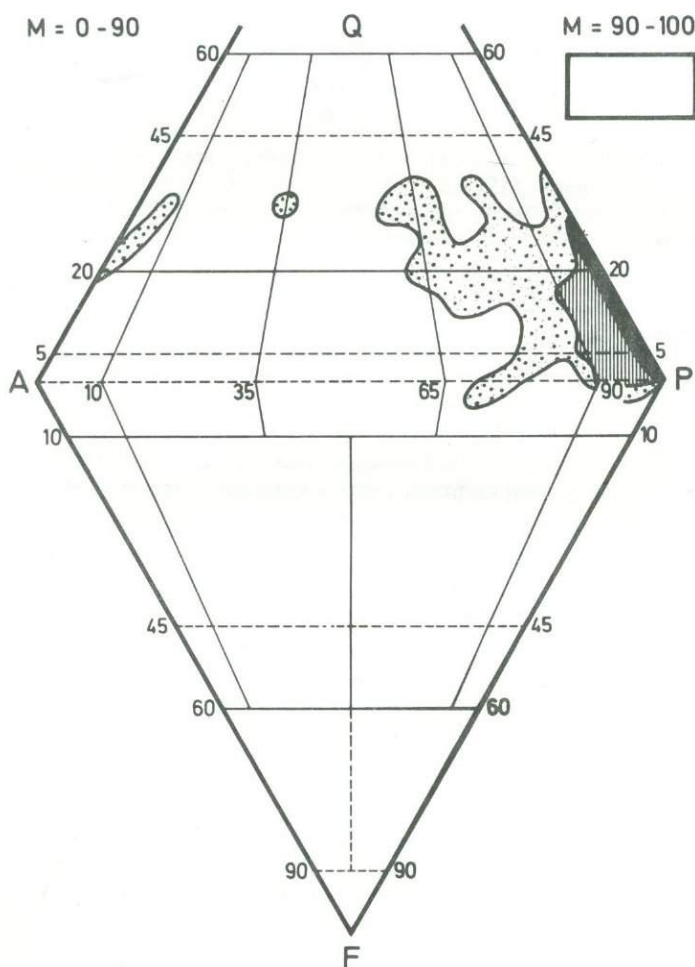
Т а б л и ц а 2

Примеры сравнения номенклатуры пород по Трёгеру [61] и Йохансену [17] с соответствующими современными наименованиями по классификационной системе Штрекейзена (правая колонка)

Название породы	В классификации Штрекейзена
<i>По Трёгеру [61]</i>	
Атлантит	Оливин-нефелиновый фонотефрит
Гринхальгит	Риолит
Гойбергит	Меланократовый амфиболовый монцодиорит
Кагиарит	Коссиритсодержащий натровый кварцевый трахит
Лестиварит	Аплитовый натровый сиенит
Личфильдит	Лейкократовый фельдшпатоидный монцосиенит
Мадупит	Гайюин-мелилитовый лейцитит
Михараит	Кварцевый андезит
Оссипит	Нефелинсодержащее оливиновое габбро
Сансиит	Щелочной кварцевый трахит
Саннаит	Кварцевый меламондонит
Тирилит	Гранодиорит
Токеит	Нефелин-оливиновый мелатефрит
Иоземитит	Монцогранит
<i>По Йохансену [17]</i>	
Гленмуирит	Эссексит
Хайвудит	Фельдшпатоидный монцосиенит
Хилэрит	Фельдшпатоидный щелочной (полевошпатовый) сиенит
Линозит	Нефелинсодержащий оливиновый латибазальт
Пеникаварит	Мелатоналит
Руттерит	Щелочной кварцевый меласиенит
Сумакоит	Нефелиновый тефрифочолит
Таннбушит	Оливиновый тефринефелинит
Ветраллит	Лейцитовый тефрифонолит
Вестервальдит	Нефелинсодержащий оливиновый латибазальт

Сравнение двух магматических регионов

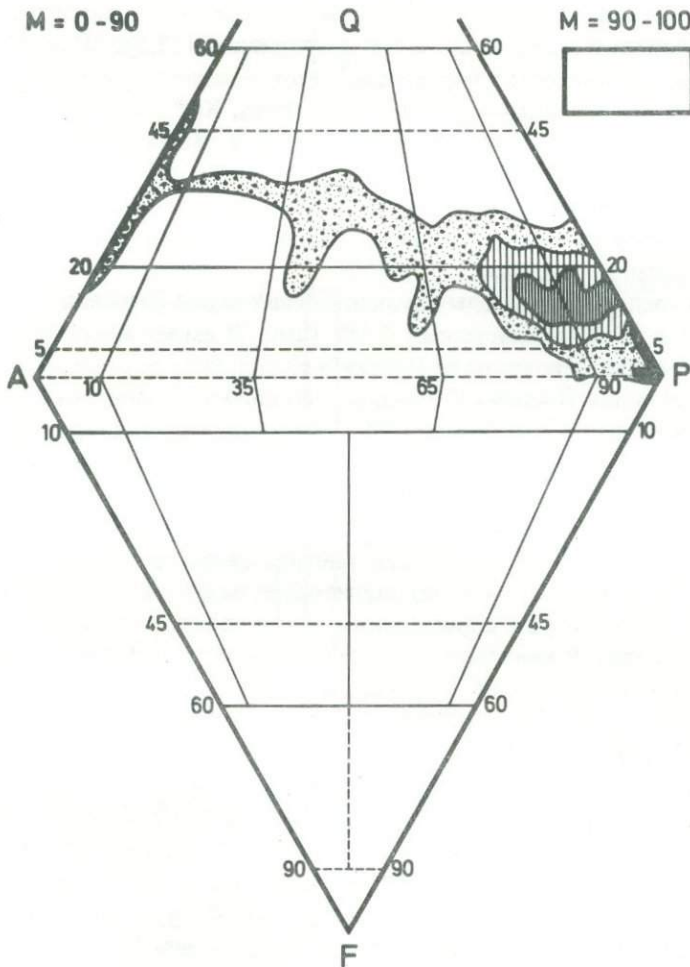
Для того чтобы сопоставить между собой вулканические или плутоновые породы двух или более регионов, можно использовать различные графические приемы изображения химического состава пород (AFM-диаграммы, графики зависимости между содержаниями K_2O и



Ф и г. 2. Поля распространения молодых вулканических пород Камчатки и Курильских островов на диаграмме Штрекейзена.

Использованы результаты пересчета 170 анализов, заимствованных из работ [13, 64].

SiO_2 и др.). Чтобы оценить распространенность различных типов пород в этих регионах, удобно использовать сдвоенную треугольную диаграмму Штрекейзена, нанося на нее результаты расчета нормативного состава пород по Ритману. На фиг. 2 показана эта диаграмма, на кото-



Ф и г. 3. Поля распространения молодых вулканических пород Высоких Каскадных гор (Калифорния, Орегон, Вашингтон) на диаграмме Штрекейзена.

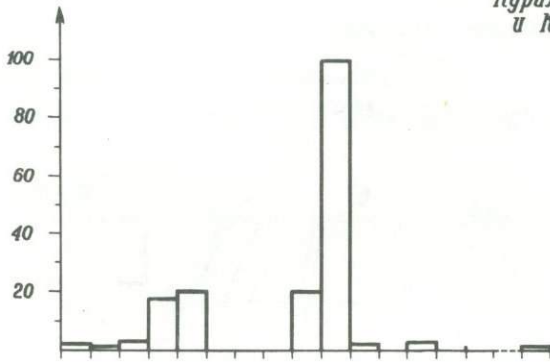
Использованы результаты пересчета 342 анализов, заимствованных из работы [67].

рую на несены содержания лейкократовых нормативных компонентов вулканических пород Камчатки [13] и Курильских островов [64]. Легко увидеть, что основная масса пород располагается в крайней правой части диаграммы, т. е. в поле андезитов, кварцевых андезитов и плагиоандезитов. Андезиты (поле 10) и кварцевые андезиты (поле 10*) вместе составляют около 61% от всех вулканических пород. Остальная часть представлена латиандезитами и кварцевыми латиандезитами (13%) плагиодацитами (12%), дацитами и риодацитами (12,5%). Распространенность вулканических пород становится меньше по мере увеличения содержаний в них щелочного полевого шпата. Как видно из фиг. 2, недосыщенные породы так же, как и породы с высоким содержанием кремнезема, очень редки на Камчатке и Курильских островах. Количество риолитов и щелочных риолитов составляет только 1,8%. Кроме того, на диаграмме наблюдается значительный разрыв между риодацитами и щелочными риолитами.

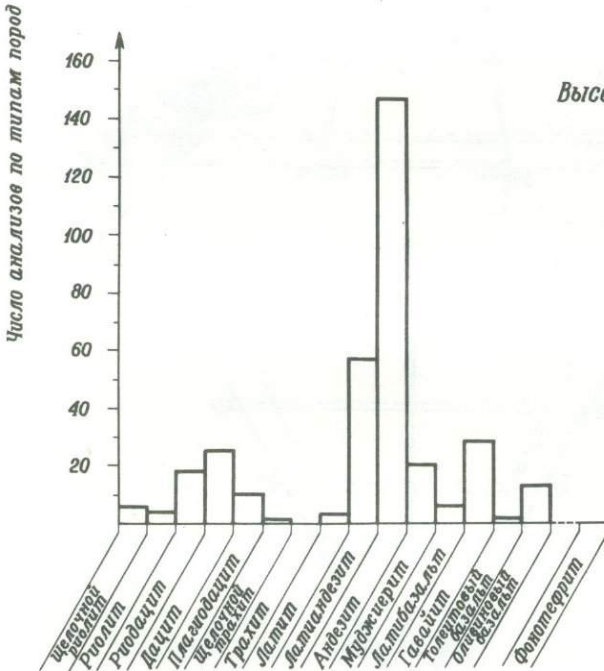
Распределение молодых вулканических пород Высоких Каскадных гор, Запад США, на диаграмме *QAPF* (фиг. 3) имеет много общего с рассмотренным примером Камчатки и Курильских островов. Среди эффузивных пород Высоких Каскадных гор наиболее распространены андезиты и кварцевые андезиты (46%). Латиандезиты и кварцевые латиандезиты составляют 17%, дациты и риодациты — 12%, щелочные риолиты и риолиты — только 2,8%. Эти цифры весьма близки к количественным соотношениям вулканических пород в Курило-Камчатской зоне. С другой стороны, распространенность плагиодацитов среди вулканических пород Высоких Каскадных гор значительно ниже — всего 3%. Недосыщенные вулканические породы здесь также крайне редки. На диаграмму *QAPF* (фиг. 3) нанесены также базальтовые и родственные им вулканические породы плато реки Колумбия, которыми сложено основание Высоких Каскадных гор. К этим породам отнесено 17% всех рассчитанных анализов.

Близкое сходство сравниваемых регионов наглядно видно на двух гистограммах фиг. 4. В обоих магматических регионах преобладают вулканические породы андезитового состава. Второй, более слабый пик отвечает дацитам и родственными породам. Эти два максимума разделены широким перерывом. Базальты и родственные им породы плато реки Колумбия не имеют аналогов в Курило-Камчатском регионе.

Курильские острова
и Камчатка



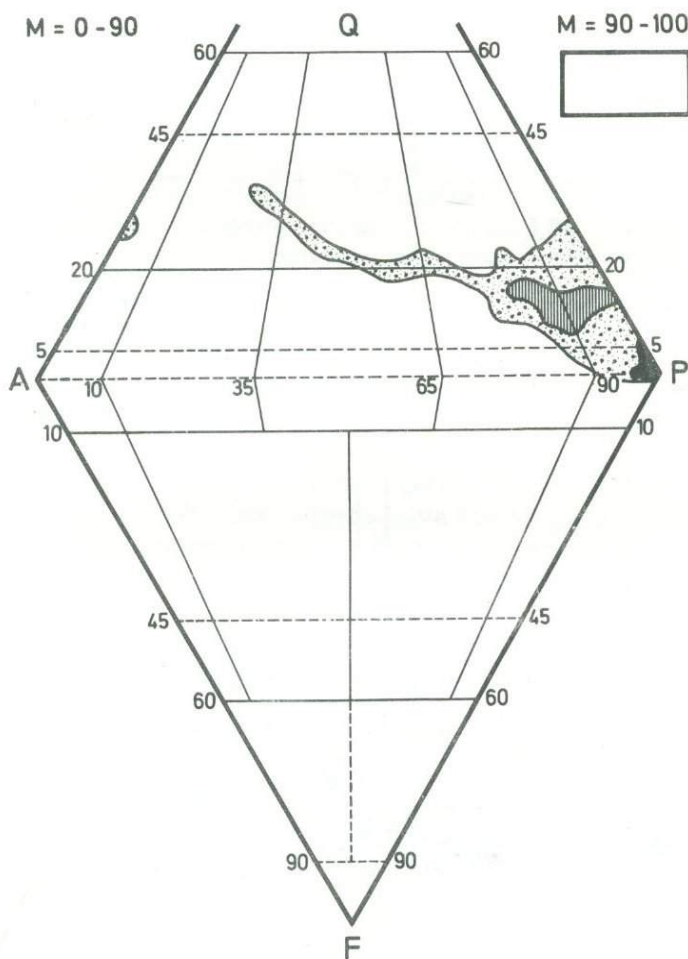
Высокие Каскадные
горы



Ф и г. 4. Распространенность типов пород на Камчатке и Курильских островах и в Высоких Каскадных горах.

Сравнение разновозрастных серий пород одного магматического региона

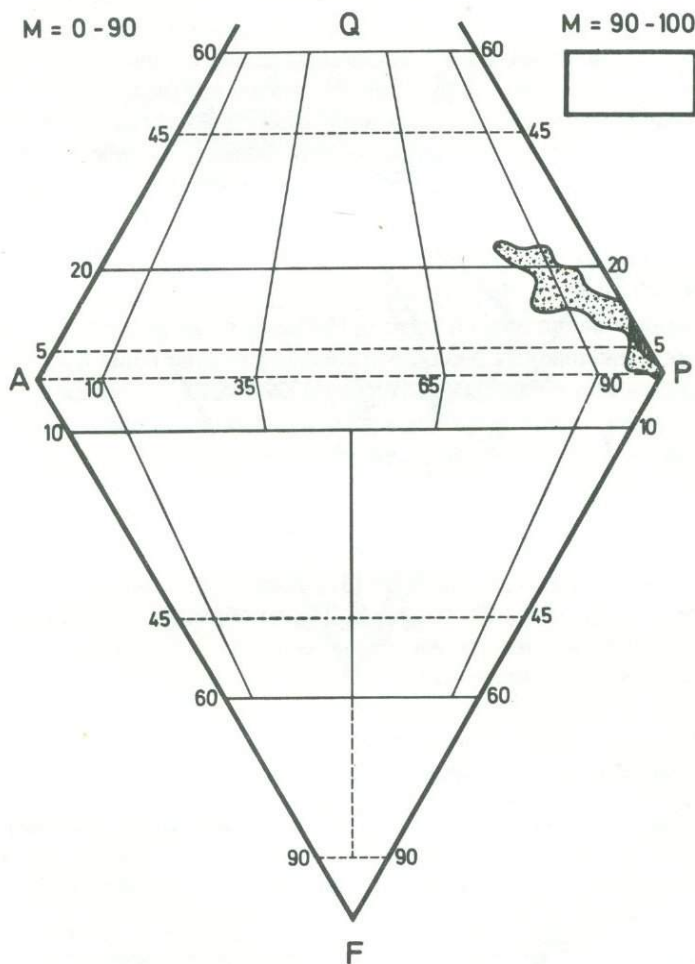
В качестве примера для подобного сопоставления рассмотрим вулканические породы известного района вулкана Худ [67] Высоких Кас-



Ф и г. 5. Поля распространения плиоценовых вулканических пород района вулкана Худ (Высокие Каскадные горы, Орегон) на диаграмме Штрекейзена.

Использованы результаты пересчета 109 анализов, заимствованных из работы [67].

кадных гор. Прежде всего отметим, что характер распределения древних (плиоцен, фиг. 5) и более молодых (плейстоцен, голоцен, фиг. 6) вулканических пород хорошо согласуется с соотношениями эффузивов на территории Высоких Каскадных гор. Фиг. 5 и 6 иллюстрируют существование максимума концентрации близ вершины *P* (плаггиоклаз)



Ф и г. 6. Поля распространения плейстоценовых и более молодых вулканических пород района вулкана Худ.
Использованы результаты пересчета 52 анализов, заимствованных из работы [67].

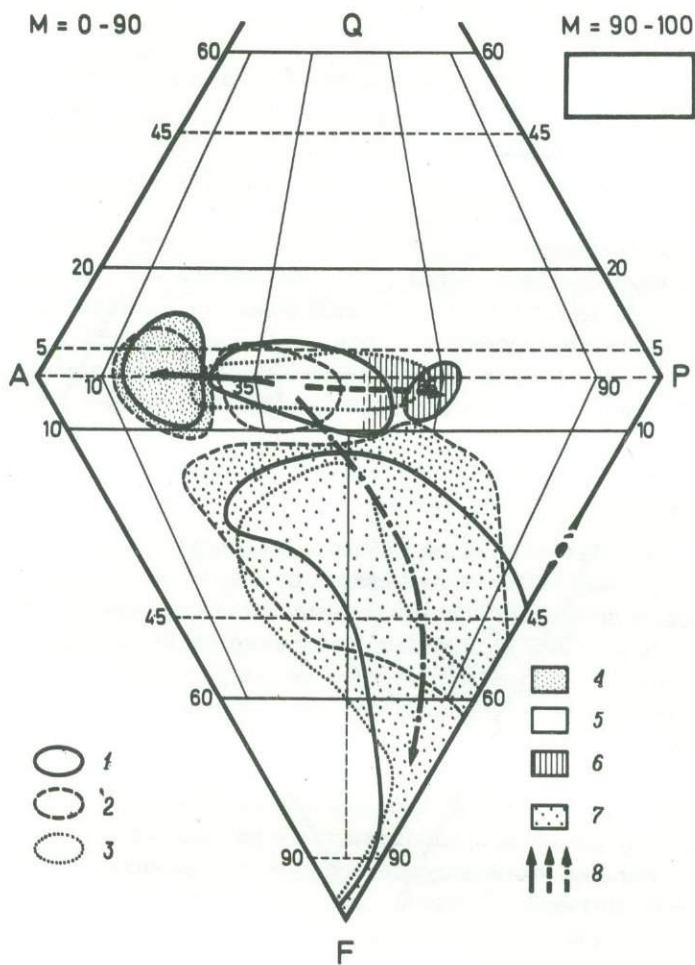
на диаграмме *QAPF*, который связан с известково-щелочными андезитами и кварцевыми андезитами, составляющими 63% общего числа (161) пересчитанных анализов вулканических пород. Второй максимум представлен латиандезитами и кварцевыми латиандезитами (в сумме 26%). Плагиодациты, дациты, риодациты и риолиты составляют лишь 11%.

Сравнивая распределение древних и более молодых вулканических пород горы Худ на сдвоенном треугольнике *QAPF* (фиг. 5 и 6), можно видеть, что доля кислых вулканических пород сильно сокращается с уменьшением возраста эффузивов. Наиболее кислыми породами среди плейстоценовых и голоценовых эффузивов района горы Худ являются дациты, в то время как плиоценовые вулканиты включают также риодациты и риолиты. Доля латиандезитов и кварцевых латиандезитов также уменьшается от 26 до 12%. С другой стороны, количество андезитов и кварцевых латиандезитов с уменьшением возраста увеличивается от 63 до 73%.

С помощью пересчета по методу Ритмана было показано, что, за исключением миоценовых базальтов Якима в районе горы Худ, которые принадлежат к серии базальтов реки Колумбия, ни среди плиоценовых, ни среди плейстоценовых и голоценовых эффузивов горы Худ не встречаются высокоглиноземистые оливиновые базальты. Такой вывод противоречит точке зрения Визе [67]. Цветовой индекс этих вулканических пород, согласно нормативному пересчету по Ритману, имеет значения от 4,7 до 38,1 об.%. Величина цветового индекса так называемых оливиновых базальтов Визе [67] также ниже, чем у истинных базальтов, и составляет 23, 6 – 31, 8. Таким образом, эти вулканические породы представляют не настоящие базальты, а кварцсодержащие и оливинсодержащие известково-щелочные андезиты.

Направления магматической дифференциации, выявляемые с помощью нормативной системы Ритмана

Использование нормативного метода Ритмана и его применение к классификационной схеме Штрекейзена во многих случаях позволяет ясно показать направление магматической дифференциации. Чтобы продемонстрировать это на конкретном примере, рассмотрим вулканические породы хорошо известного североримского комагматического региона, Италия (фиг. 7). Апеннинские посторогенные вулканические породы этого района петрогенетически принадлежат к калиевой ("средиземноморской") серии, характеризующейся исключительно высоким содержанием калия, которое проявляется в недосыщенных породах в



Ф и г. 7. Поля распространения "средиземноморских" вулканических пород североримского комагматического региона (Центральная Италия) на диаграмме Штрекейзена в свете эволюции магмы ([38], с изменениями).

1 – вулканы Вульсини; 2 – вулкан Вико; 3 – вулкан Сабатини; 4 – пневматолитовая дифференциация; 5 – родоначальная "средиземноморская" магма; 6 – гравитационная дифференциация; 7 – сложная дифференциация и ассимиляция карбонатных пород; 8 – направления дифференциации.

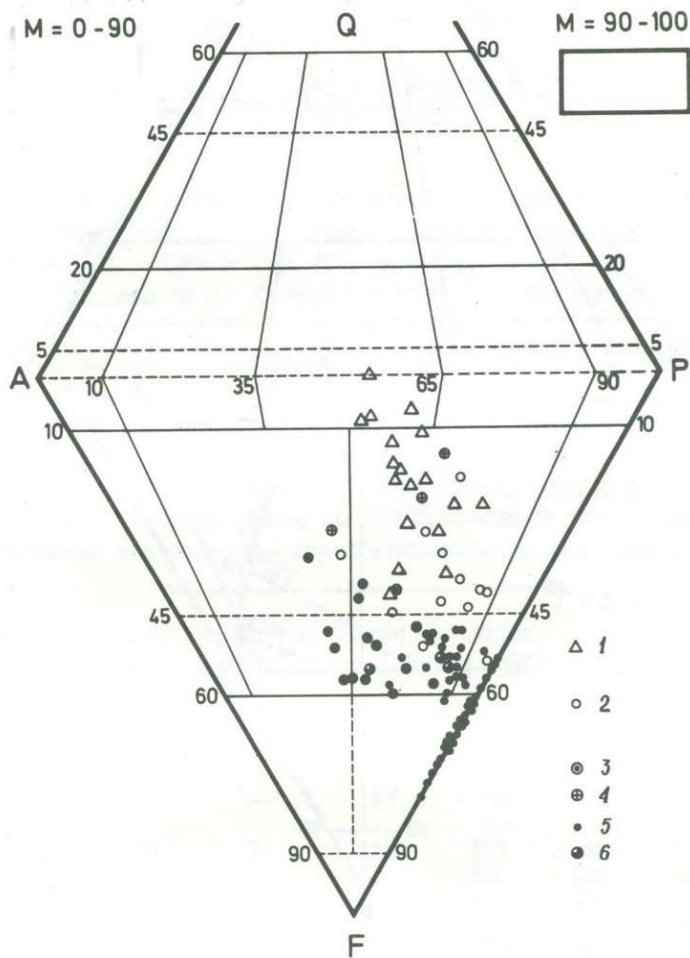
почти постоянном присутствии лейцита. Вулканы Вульсини, Вико и Сабатини, расположенные к северу от Рима, изучались несколькими авторами [66, 3, 27, 23, 38].

Для нанесения на диаграмму *QAPF* (фиг. 7) были статистически оценены все опубликованные химические анализы вулканических пород (около 400) североримского региона. Оказалось, что все три вулканических поля связаны с одной родоначальной магмой, имеющей состав от латитового до трахитового. Из этой родоначальной магмы развиваются три дифференцированные серии, очень сходные между собой на всех трех вулканических площадях (фиг. 7). Детали магматической дифференциации освещены в литературе [23, 38].

Тенденции в эволюции магмы, выявляемые с помощью нормативной системы Ритмана

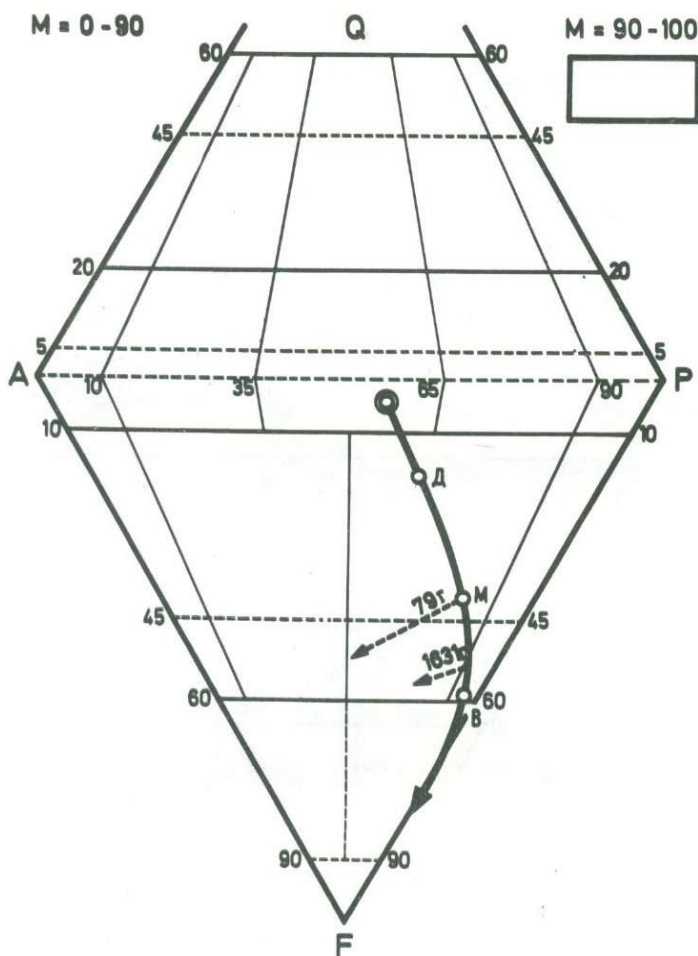
Эволюция магмы вулкана Сомма – Везувий была убедительно показана Ритманом [42], который связал ее с процессом прогрессивной ассимиляции доломитов. Так как кровля магматической камеры была сложена триасовыми доломитами, неизбежно должна была происходить ассимиляция, тем более, что об этом же свидетельствуют многочисленные обломки эндо- и экзоморфически измененных пород в вулканических выбросах.

На двоянный треугольник *QAPF* (фиг. 8) нанесены пересчитанные на нормативный состав анализы вулканических пород, для которых четко установлена принадлежность к различным эруптивным периодам в истории этого знаменитого вулкана (древняя Сомма, молодая Сомма, Везувий). Древнейшими вулканическими породами, относящимися к периоду древней Соммы, являются лейцитосодержащие латиты и лейцитовые фонотефриты; эффузивы позднего извержения Соммы представлены более сильно недосыщенными лейцитовыми фонотефритами и лейцитовыми тефрифенолитами. Наиболее молодые лавы и пирокласты Везувия имеют состав сильно субкремниевых лейцитовых фонотефритов, лейцитовых тефритов и тефрилейцитов (фиг. 8). Увеличение количества лейцита в породах в процессе эволюции вулкана Сомма – Везувий вызвано ассимиляцией доломитов в сочетании с гравитационной дифференциацией и газовым переносом (показано черной стрелкой на фиг. 9). От исходной магмы, имеющей состав лейцитосодержащего латита, непрерывная ассимиляция доломитов приводит к тефрилейцитовой магме, которая питает современный вулкан Везувий.



Ф и г. 8. Распределение на диаграмме Штрекейзена эффузивных пород вулкана Сомма – Везувий (Италия), имеющих разное стратиграфическое положение [38].

1 – породы древней Соммы; 2 – породы молодой Соммы: извержения до 79 г. и извержение 79 г. н. э.; 3 – пирокласты; 4 – лавы, 5 – породы Везувия; 6 – извержение 1631 г.



Ф и г. 9. Эволюция и дифференциация магмы вулкана Сомма – Везувий.

Жирная стрелка показывает эволюцию магмы, связанную с ассимиляцией доломитов и интенсивным газовым переносом; две маленькие пунктирные стрелки указывают на дифференциацию, которая имела место до извержений 79 и 1631 гг. Процессы дифференциации накладывались на главную магматическую эволюцию. Двойной кружок – "средиземноморская" родоначальная магма; Д – древний вулкан Сомма; М – молодой вулкан Сомма; В – Везувий [38, 42].

Сравнение вулканических пород с обломками полнокристаллических plutonic пород в выбросах вулканов

В вулканических отложениях островов Санторин (Эгейское море, Греция) встречаются многочисленные полнокристаллические включения и обломки из выбросов [22, 39]. Эти субвулканические породы могут быть разделены на две большие группы, различающиеся своим происхождением.

А. Изверженные кумулаты в понимании Уэджера и др. [65], образующиеся путем гравитационного осаждения кристаллов в магматических камерах. На диаграмме Штрекейзена эти ортокумулаты концентрируются вблизи плагиоклазовой вершины.

Если рассчитать нормативный состав ортокумулатов по методу Ритмана в вулканической фации, то обнаруживаются значительные различия между нормами этих пород и нормами андезитовых вулкани-

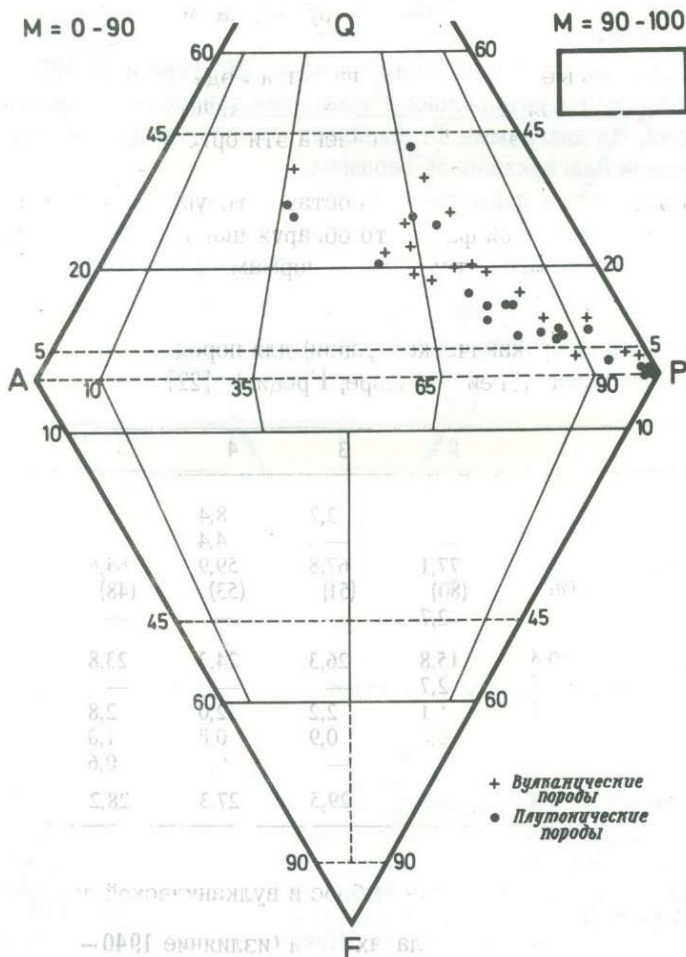
Таблица 3

Нормы Ритмана (в вулканической фации) для пород комплекса Санторин (Эгейское море, Греция) [22]

	1	2	3	4	5	6
Кварц	—	—	2,7	8,4	5,7	0,6
Санидин	—	—	—	4,4	1,4	—
Плагиоклаз (An, %)	73,5 (70)	77,1 (80)	67,8 (51)	59,9 (53)	64,6 (48)	68,1 (55)
Нефелин	1,7	2,7	—	—	—	—
Клинопироксен	10,4	15,8	26,3	24,3	23,8	28,4
Оливин	11,4	2,7	—	—	—	—
Магнетит	2,2	1,1	2,2	2,0	2,8	1,8
Ильменит	0,9	0,6	0,9	0,8	1,0	1,0
Апатит	—	—	—	0,2	0,6	0,2
Цветовой индекс	24,8	20,2	29,5	27,3	28,2	31,4

- 1 — ортокумулат, включение или выброс в вулканической породе, мыс Акротири.
- 2 — ортокумулат, включение в лавах Ники (излияние 1940 — 1941 гг.), Неа-Камени.
- 3 — полнокристаллическое включение, мыс Акротири.
- 4 — полнокристаллическое включение в лаве излияния 1925 г., Неа-Камени.
- 5 — андезитовая лава, мыс Тарлос (Скарос).
- 6 — лава кварцевого андезита, мыс Алонаки.

тов, широко распространенных на островах Санторин. Большая часть вулканических пород содержит нормативный кварц, но никогда не содержит нормативного нефелина. Однако в нормативном составе ортокумулатов, рассчитанном в вулканической фации, в большинстве случаев присутствует небольшое количество нефелина, но никогда не наблюдается кварца (табл. 3). Заметные различия между андезитами и



Ф и г. 10. Распределение на диаграмме Штрекейзена полнокристаллических плутонических включений и выбросов, а также соответствующих эффузивных пород вулканического комплекса Санторин (Эгейское море, Греция) [22].

ортокумулатами проявляются также в значениях цветового индекса. Цветовой индекс у ортокумулатов значительно ниже, чем у андезитов.

Б. Полнокристаллические вулканические выбросы и включения преимущественно представляют собой настоящие субвулканические породы, т. е. кристаллизуются в апофизах магматических камер при субвулканических условиях, в частности при высоком давлении воды. Пересчет химических анализов этой группы субвулканических пород на нормы Ритмана в вулканической фации обнаруживает их большое сходство с нормативным составом вулканических пород островов Санторин. Вулканические породы островов Санторин по составу варьируют от риодацитов до андезитов, причем преобладают среди них кварцевые латиандезиты. Если нанести нормы (в вулканической фации) вулканических пород и субвулканических включений на сдвоенный треугольник $QAPF$, легко увидеть большое сходство в их распределении (фиг. 10). Из этого можно сделать заключение, что субвулканические породы второй группы представляют собой субвулканический эквивалент вулканических пород островов Санторин. Таким образом, применение нормативного метода Ритмана дает возможность классифицировать полнокристаллические включения и вулканические выбросы на кумулаты и истинные субвулканические породы.

Сравнение пехштейнов и их остаточных стекол

Номенклатура слабо раскристаллизованных вулканических пород недостаточно надежна, поскольку она обычно исходит из определения сравнительно небольшого количества фенокристов. Стекловатая часть, которая составляет основную массу этих пород, в большинстве случаев не принимается во внимание при наименовании таких пород. Поскольку фенокристы имеют более основной состав, чем окружающее стекло, названия пород по фенокристам не отражают реального химического состава вулканических пород. В том случае, если фенокристы отсутствуют, используются такие неопределенные термины, как обсидиан, пехштейн, пемза, сидеромелан, палагонит и т. д. Применение нормативного метода Ритмана позволяет установить тип вулканических пород и классифицировать их в соответствии с полным составом (фенокристы и стекловатая часть).

Хорошо известно, что в процессе охлаждения вулканического расплава темноцветные компоненты обычно кристаллизуются первыми. По мере их кристаллизации увеличивается содержание кремнезема в остаточном расплаве. Этот факт наглядно иллюстрируется результатами анализов пехштейнов и их остаточных стекол из Исландии и Се-

Таблица 4

Химический состав (в %) и нормы Ритмана (в об. %) пехштейнов и их остаточных стекол [4]

	1		2		3		4		5	
	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б
<i>Химический состав</i>										
SiO ₂	66,0	69,4	69,2	69,0	69,8	72,3	64,4	67,0	71,9	73,6
Al ₂ O ₃	15,1	14,3	12,0	10,9	12,9	12,1	12,7	12,2	11,7	11,7
Fe ₂ O ₃	1,5	1,3	2,2	1,2	0,7	0,4	1,7	1,2	0,6	0,4
FeO	1,2	1,0	1,4	1,8	2,4	1,4	3,8	3,9	2,1	1,1
MnO	0,11	0,11	0,12	0,11	0,08	0,05	0,21	0,20	0,07	0,02
MgO	0,69	0,41	0,59	0,40	0,21	0,09	0,66	0,32	0,38	0,14
CaO	1,2	0,92	2,2	1,6	1,7	1,0	1,9	1,4	1,4	0,70
Na ₂ O	4,9	4,7	4,1	4,1	4,8	4,9	4,9	3,9	4,0	4,1
K ₂ O	6,2	5,9	1,6	1,8	3,1	3,5	3,7	4,4	3,5	4,5
TiO ₂	0,71	0,59	0,50	0,37	0,34	0,22	0,69	0,55	0,37	0,18
P ₂ O ₅	0,11	0,10	0,08	0,06	0,07	0,04	0,11	0,11	0,05	0,03
H ₂ O	2,1	1,6	5,9	8,6	3,8	3,9	5,2	4,4	3,8	3,3
<i>Нормы Ритмана</i>										
Кварц	11,4	17,6	35,5	37,5	27,2	29,5	18,8	25,5	33,0	31,6
Санидин	81,7	77,5	6,9	2,8	30,8	—	—	62,6	48,4	65,6
Анортотлаз	—	—	—	—	—	67,0	69,4	—	—	—
Плагиотлаз	—	—	52,0	54,8	37,1	—	—	1,4	12,2	—
			An 19	An 12	An 8			An 8	An 9	
Клинопироксен	3,7	3,1	0,7	1,3	2,8	2,7	6,6	2,8	2,5	2,3
Ортопироксен	0,7	0,4	3,4	2,3	0,7	—	1,4	2,2	1,1	—
Биотит	1,2	0,6	—	—	—	—	2,1	3,6	1,8	—
Титанит	—	—	—	—	—	0,2	—	—	—	—
Магнетит	0,7	0,6	0,8	0,7	0,9	0,5	1,6	1,4	0,7	0,4
Ильменит	0,2	0,1	0,6	0,4	0,3	—	—	0,3	0,2	—
Апатит	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1
Цветовой индекс	6,8	5,0	5,6	4,9	4,8	3,5	11,8	10,6	6,4	2,8

Во всех колонках: а — пехштейн, б — остаточное стекло.

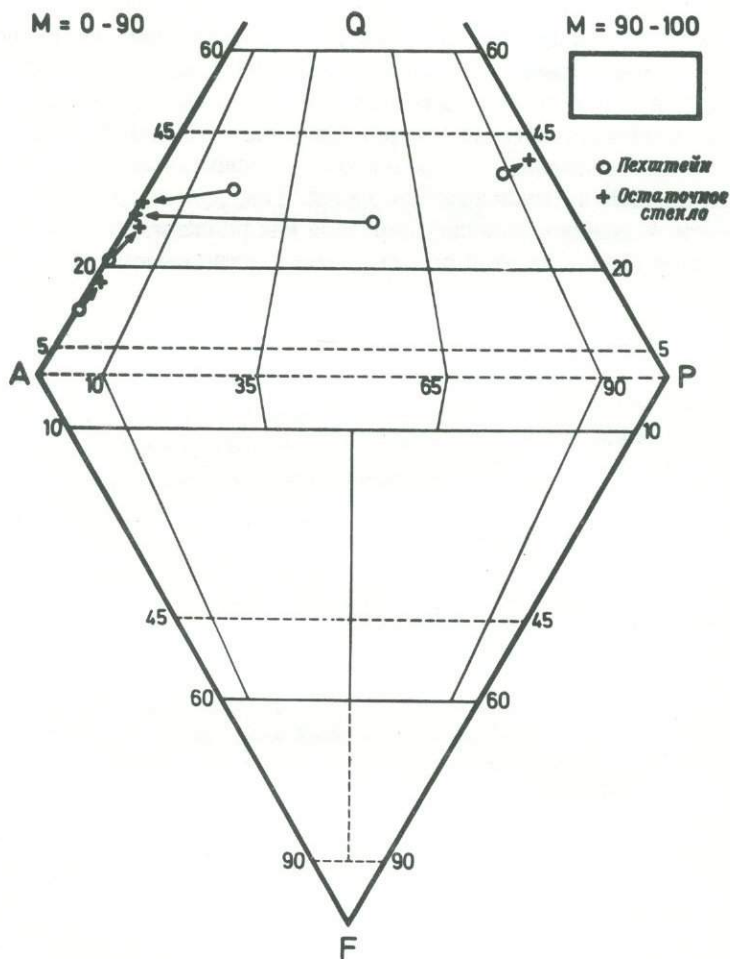
1а,б — Сгурр-Эйг, Шотландия, соответствует щелочному кварцевому трахиту.

2а,б — стекло из кислой лавы, Тингмули, восточная Исландия: а — дацит, б — лейкократовый плагиодацит.

3а,б — стекловатая краевая зона дайки, Тингмули, восточная Исландия: а — риодацит, б — щелочной риолит.

4а,б — из краевой части интрузии, Бондолфур, восточная Исландия. Соответствует меланократовому щелочному риолиту.

5а,б — Глен-Шуриг, Шотландия: а — риолит, б — щелочной риолит.



Ф и г. 11. Положение на диаграмме Штрекейзена пехштейнов и их остаточных стекол.

Пересчитано 5 химических анализов, заимствованных из работы [4].

верной Шотландии [4]. Остаточные стекла после отделения фенокритов характеризуются более высокими содержаниями кремнезема и пониженными содержаниями TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO и CaO – компонентов, связанных с кристаллизацией феррических минералов. Различия в составе фенокритов и стекловатой основной массы легко выявляются с по-

мощью норм Ритмана, если сравнить нормативный состав пехштейнов и их остаточных стекол (табл. 4). Положение этих стекловатых вулканических пород на диаграмме *QAPF* иллюстрирует фиг. 11. Во всех случаях, за исключением анализов в колонке 5, а и б, количество нормативного кварца в остаточном стекле выше, чем во всей породе. Эти различия настолько значительны, что в трех примерах (колонки 2, 3 и 5) могли бы послужить основанием для разного классификационного определения породы в целом и стекловатой ее части. Так, например, пехштейн из Тингмули, Исландия, классифицируется как риодацит, в то время как остаточное стекло из этой породы имеет состав щелочного риолита.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ahrens W., Villwock R.*, Exkursion in den Westerwald am 6 September 1964, *Fortschr. Mineral.*, **42**, 303 – 320, 1964.
2. *Barth T. F. W.*, Zonal structure in feldspars of crystalline schists, 3rd Réunion Internat. Réactivité à l'état solid, **3**, 363, Madrid, 1956.
3. *Burri C.*, Le province petrografiche postmesozoiche dell'Italia, *Rend. Soc. Mineral. Ital.*, **17**, 3 – 40, 1961.
4. *Carmichael I. S. E.*, The pyroxenes and olivines from some Tertiary acid glasses, *J. Petrol.*, **1**, 309 – 336, 1960.
5. *Chayes F., Yoder H. S.*, Some anomalies in the norms of extremely undersaturated lavas, *Carnegie Institution Year Book*, **70**, 205 – 206, 1971.
6. *Coats R. R.*, Basaltic andesites, In *Hess H. H., Poldervaart A.*, Ed., *Basalts*, **2**, 689 – 736, New York – London, J. Wiley & Sons, 1968.
7. *Colony R. J., Sicglair J. H.*, The lavas of the volcano Sumaco, eastern Ecuador, South America, *Am. J. Sci.*, **216**, 299 – 312, 1928.
8. *Cross W., Iddings J. P., Pirsson L. V., Washington H. S.*, Quantitative classification of igneous rocks, 286, Chicago, Univ. Chicago Press, 1903.
9. *Deer W. A., Howie R. A., Zussmann J.*, *Rock-forming minerals*, 5 volumes, London, Longmans, 1962 – 1963. (Имеется русский перевод: *Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж.*, Пороодообразующие минералы, тома I – V, изд-во "Мир", 1965 – 1966.)
10. *Denayer M. E., Schellinck F.*, Recueil d'analyses des laves du fossé tectonique de l'Afrique centrale (Kivu, Rwanda, Toro-Ankole), *Ann. Musée Royal de l'Afrique centrale, Ser. In 8°*, Sci, géol., No 49, IX + 234, Tervuren /Belgique, 1965.

11. *De Vecchi G., Omenetto P., Scolari A.*, Verifica del metodo Rittmann-Vighi nello studio modale dei minerali opachi di alcuni "basalti" veneti, *Ric. sci.*, **38**, 1108 – 1111, 1968.
12. *Engelhardt W. V., Weiskirchner W.*, Einführung zu den Exkursionen der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft zu den Vulkanschloten der Schwäbischen Alb und in den Hegau, *Fortschr. Mineral.*, **40**, 5 – 28, 1962.
13. *Gorshkov G.S.*, Kurile Islands, Catalogue of the Active Volcanoes of the World including Solfatara Fields, Part 7, 99, Napoli, IVA, 1958.
14. *Gottini G.V.*, The TiO_2 frequency in volcanic rocks, *Geol. Rundsch.*, **57**, 930 – 935, 1968.
15. *Gottini V.*, Serial character of the volcanic rock's of Pantelleria, *Bull. volcanol.*, **33**, 818 – 827, 1970.
16. *Gottini V.*, Some remarks on contact anatexis, *Bull. volcanol.*, **34**, 406 – 413, 1971.
17. *Johannsen A.*, A descriptive petrography of the igneous rocks. **4**, XVII + 523, Chicago, Univ. Chicago Press, 1938.
18. *Jung D.*, Untersuchungen am Tholeyit von Tholey (Saar), *Beitr. Mineral. Petrol.*, **6**, (1957 – 1959), 147 – 181, 1958.
19. *Jung D.*, Note concerning the use and significance of the term "tholeiite" (-tholeiite), *Neues Jahrb. Mineral. Abh.*, **109**, 267 – 273, 1968.
20. *Klerkx J.*, Problèmes concernant la détermination des volcanites basiques, *Ann. Soc. Geol. Belgique*, **90**, 771 – 778, 1967.
21. *Kuno H.*, High-alumina basalt, *J. Petrol.*, **1**, 121 – 145, 1960.
22. *Kusssmaul S.*, Vulkanologie und Petrographie von Nord-Thera (Santorin-Gruppe/Ägäis), Diss. Univ. Tübingen, V + 112, Tübingen, 1971.
23. *Locardi E., Mittempergher M.*, The Meaning of Magmatic Differentiation in Some Recent Volcanoes of Central Italy, *Bull. volcanol.*, **33**, 1089 – 1100, 1970.
24. *Macdonald G.A.*, Dissimilarity of continental and oceanic rock types, *J. Petrol.*, **1**, 172 – 177, 1960.
25. *Macdonald G.A.*, Physical properties of erupting Hawaiian magmas, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **74**, 1071 – 1078, 1963.
26. *MacDonald G.A., Katsura T.*, Chemical composition of Hawaiian lavas, *J. Petrol.*, **5**, 82 – 133, 1964.
27. *Marinelli G., Mittempergher M.*, On the Genesis of some Magmas of Typical Mediterranean (Potassic) Suite, *Bull. volcanol.*, **29**, 113 – 140, 1966.

28. *Mazzuoli R.*, Le vulcaniti di Roccastrada (Grosseto), Atti Soc. Toscana Sci. Nat. Mem., Ser. A, **74**, 315 – 373, 1967.
29. *McBirney A.R., Williams H.*, Volcanic history of Nicaragua, Univ. California Publ. Geol. Sci., **55**, 1 – 65, 1965.
30. *Minakami T., Sakuma S.*, Report on volcanic activities and volcanological studies concerning them in Japan during 1948 – 1951, Bull. volcanol., Ser. II, **14**, 79 – 130, 1953.
31. *Mittempergher M.*, Vulcanismo e pterogenesi nella zona di San Venanzo (Umbria), Atti Soc. Toscana Sci. Nat., Ser. A, **72**, 437 – 479, 1965.
32. *Mörtel H.*, Foide und Zeolithe (Restkristallisate) basaltischer Gesteine des Vogelsberger (Hessen), Neues Jahrb. Mineral. Abh., **115**, 54 – 97, 1971.
33. *Niggli P.*, Die quantitative mineralogische Klassifikation der Eruptivgesteine, Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **11**, 296 – 364, 1931.
34. *Niggli P.*, Über Molekularnomen zur Gesteinsberechnung, Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **16**, 295 – 317, 1936.
35. *Niggli P.*, Die Magmentypen, Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **16**, 335 – 399, 1936.
36. *Nockolds S.R.*, Average chemical compositions of some igneous rocks, Bull. Geol. Soc. Am., **65**, 1007 – 1032, 1954.
37. *Ono K.*, Chemical composition of volcanic rocks in Japan, 441, Tokyo, 1962.
38. *Pichler H.*, Italienische Vulkan-Gebiete I (Somma-Vesuv, Latium, Toscana), Sammlung geol. Führer, Bd. 51, XIII + 258, Stuttgart, Gebr. Borntraeger, 1970.
39. *Pichler H., Stengelin R.*, Petrochemische und nomenklatorische Revision der Vulkanite des südägäischen Raumes (Griechenland), Geol. Rundsch., **57**, 795 – 810, 1968.
40. *Poldervaart A., Hess H.H.*, Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma, J. Geol., **59**, 472 – 489, 1951.
41. *Rittmann A.*, Die Zonenmethode, Ein Beitrag zur Methodik der Plagioklasbestimmung mit Hilfe des Theodolithisches, Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **9**, 1 – 46, 1929.
42. *Rittmann A.*, Die geologisch bedingte Evolution und Differentiation des Somma-Vesuvmagmas, Zschr. Vulkanol., **15**, (1933 – 1934), 8 – 94, 1933.
43. *Rittmann A.*, Nomenclature of Volcanic Rocks, Bull. volcanol., Ser. II, **12**, 75 – 102, 1952.
44. *Rittmann A.*, On the serial character of igneous rocks, Egyptian J. Geol., **1**, 23 – 48, 1957.

45. *Rittmann A.*, Le cause della corrosione magmatica, *Boll. Accad. Gioenia Sci. Nat. Catania, Ser. IV*, **4**, 534 – 541, 1958.
46. *Rittmann A.*, *Vulkane und ihre Tätigkeit*, 336, Stuttgart, Enke, 1960. (Имеется русский перевод: *Ритман А.*, *Вулканы и их деятельность*, изд-во "Мир", 1964.)
47. *Rittmann A.*, *Volcanoes and their activity*, XIV + 305, New York – London, J. Wiley & Sons, 1962.
48. *Rittmann A.*, Die Bimodalität des Vulkanismus und die Herkunft der Magmen, *Geol. Rundsch.*, **57**, 1967 – 1968, 277 – 295, 1967.
49. *Rittmann A.*, Note to the contribution by V. Gottini on the "Serial character of the volcanic rocks of Pantelleria", *Bull. volcanol.*, **33**, 979 – 981, 1970.
50. *Rittmann A.*, The probable origin of high-alumina basalts, *Bull. volcanol.*, **34**, 414 – 420, 1971.
51. *Rittmann A.*, *El-Hinnawi E.E.*, The application of the zona I method for the distinction between low- und high-temperature plagioclase feldspars, *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **40**, 41 – 48, 1960.
52. *Rittmann A.*, *Vighi L.*, Fattore di correzione da apportare alle percentuali di minerali opachi determinati nelle sezioni sottili col metodo di Rosiwal, *Period. Mineral.*, **16**, 109 – 122, 1947.
53. *Romano R.*, Sur l'origine de l'excès de sodium (ns) dans certaines laves de l'lee de Pantelleria, *Bull. volcanol.*, **33**, 694 – 700, 1969.
54. *Sahama Th. G.*, *Meyer A.*, Study of the volcano Nyiragongo, *Inst. Parcs Nat. du Congo belge, Exploration du Parc National Albert, Mission étud. volcanol. Fasc.*, **2**, 1 – 85, 1958.
55. *Savelli C.*, The problem of rock assimilation by Somma-Vesuvius magma, *Contrib. Mineral. Petrol.*, **16**, 328 – 353, 1967.
56. *Scherillo A.*, Le lave e le scorie dell'eruzione vesuviana del marzo 1944, *Ann. Osserv. Vesuviano, Ser. V*, **1**, 169 – 183, 1949.
57. *Streckeisen A.*, Die Klassifikation der Eruptivgesteine, *Geol. Rundsch.*, **55**, 478 – 491, 1966.
58. *Streckeisen A.*, Classification and nomenclature of igneous rocks, *Neues Jahrb. Mineral. Abh.*, **107**, 144 – 240, 1967.
59. *Streckeisen A.*, Account of classification and nomenclature of igneous rocks, Reprint 23rd Internat. Geol. Congr. Prague, 1968.
60. *Streckeisen A.*, ed., Report of the Preliminary Meeting of the Subcommittee on the Nomenclature and Systematics of Igneous Rocks of I. U. G. S., held at Berne, April 11 – 14, 1972, Contr. No 26 of the Subcommittee (including Reports of the Working Group on Basic and

- Ultramafic Rocks (Chairman: F. Rost) and of the Working Group on Alkaline and Feldspathoidal Rocks (Chairman: H. Srensen), Berne, 1972.
61. *Tröger W.E.*, Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine, 360, Berlin, Deutsche Mineral. Ges., 1935.
 62. *Tröger W.E.*, Eruptivgesteinsnamen, Fortschr. Mineral., **23**, 41 – 90, 1939.
 63. *Tröger W.E.*, (Ed. by *Bambauer H.U.*, *Taborszky F.*, *Trochim H. D.*), Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 2 (Textband), 822, Stuttgart, E. Schweizerbart, 1969.
 64. *Vlodavetz V.I.*, *Piip B.I.*, Kamchatka and continental areas of Asia, Catalogue of the Active Volcanoes of the World including Solfatara Fields, Part 8, 110, Napoli, IVA, 1959.
 65. *Wager L.R.*, *Brown G.M.*, *Wadsworth W.J.*, Types of Igneous Cumulates, J. Petrol., **1**, 73 – 85, 1960.
 66. *Washington H.S.*, The Roman Comagmatic Region, Carnegie Inst. Publ., No 57, VI + 199, 1906.
 67. *Wise W.S.*, Geology and petrology of the Mt. Hood area, A study of High Cascade volcanism, Geol. Soc. Am. Bull., **80**, 969 – 1006, 1969.
 68. *Wolff F., von*, Die Prinzipien einer quantitativen Klassifikation der Eruptivgesteine, insbesondere der jungen Ergussgesteine, Geol. Rundsch., **13**, 9 – 17, 1922.
 69. *Yoder H.S.*, *Tilley C.E.*, Origin of basalt magmas, an experimental study of natural and synthetic rock systems, J. Petrol., **3**, 342 – 532, 1962.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие редактора	5
Предисловие. <i>Перевод А.В. Лапина</i>	7
I. Введение. <i>Перевод А.В. Лапина</i>	11
II. Фации изверженных пород. <i>Перевод А.В. Лапина</i>	27
III. Основные принципы расчета. <i>Перевод А.В. Лапина</i>	37
IV. Породообразующие минералы изверженных пород. <i>Перевод А.В. Лапина</i>	51
V. Применение ключей пересчета. <i>Перевод И.К. Пятенко</i>	78
VI. Гетероморфизм и систематика. <i>Перевод И.К. Пятенко</i>	89
VII. Сравнение устойчивых минеральных ассоциаций с модальным составом. <i>Перевод И.К. Пятенко</i>	94
VIII. Ключи пересчета. <i>Перевод И.К. Пятенко</i>	110
IX. Примеры пересчета. <i>Перевод И.К. Пятенко</i>	172
Приложения. <i>Перевод И.К. Пятенко</i>	214
В. Г о т т и н и. Сравнение нормативного состава в системе CIPW и норм Ритмана. <i>Перевод А.В. Лапина</i>	239
В. Х ь к е р с, Р. С т е н г е л и н. Программа вычисления норм Ритмана на языке АЛГОЛ. <i>Перевод А.В. Лапина</i>	251
Г. П и х л е р, Р. С т е н г е л и н. Метод Ритмана для расчета нормативного состава и петрологические проблемы. <i>Перевод А.В. Лапина</i>	258
Список литературы	283

А. Ритман
УСТОЙЧИВЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ
ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД

Редактор *В.Краснова*

Художник *Е.Самойлов*

Художественный редактор *В.Бисенгалиев*

Технический редактор *М.Страшнова*

Подписано к печати 2/VII 1975 г. Бум. офсетн. № 1 60 × 90¹/₁₆ = 9 б.л.
Печ.л. 18. Уч.-изд.л. 14,38. Изд. № 5/7941. Цена 1 р. 60 к. Зак. № 547

Издательство "Мир"
Москва, 1-й Рижский пер., 2

Тульская типография "Союзполиграфпрома" при Государственном комитете Совета Министров СССР по делам издательств полиграфии и книжной торговли.
г. Тула, Проспект им. В.И.Ленина, 109.

10.60

2229