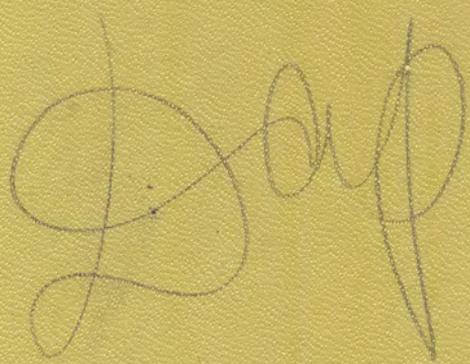


94074

**РУКОВОДСТВО К РАСЧЕТУ
БАЛАНСА ВЕЩЕСТВА
И ВНУТРЕННЕЙ ЭНЕРГИИ
ПРИ ФОРМИРОВАНИИ
МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД**

Ю. В. КАЗИЦЫН, В. А. РУДНИК



94078

Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород

Ю. В. КАЗИЦЫН, В. А. РУДНИК



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА» МОСКВА 1968

Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород.*Ю. К. Казыцын и В. А. Рудник.*

В настоящем руководстве дается краткая характеристика основных минералого-геохимических особенностей метасоматических пород, критически рассматриваются существующие приемы расчетов баланса вещества метасоматических процессов. Специальный раздел работы посвящен анализу точности учета баланса вещества и причин ошибок. Обоснована рациональная методика учета баланса вещества, включающая комплекс методов атомно-объемной системы пересчета и объемно-молекулярный метод. Изложение рациональных методов пересчета метасоматических пород сопровождается многочисленными примерами. Приведены специальные таблицы, облегчающие производство подобных расчетов, дано обоснование объемно-энергетического метода анализа метасоматических процессов, приведены примеры использования его для решения определенных задач метасоматического породообразования.

Табл. 60; илл. 16; библиограф. 145; прилож. 5.

*Юрий Владимирович Казыцын
Вячеслав Александрович Рудник*

РУКОВОДСТВО К РАСЧЕТУ БАЛАНСА ВЕЩЕСТВА И ВНУТРЕННЕЙ ЭНЕРГИИ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОДНаучный редактор *А. Г. Булах*Технический редактор *Е. Иерусалимская*Ведущий редактор *Л. Н. Федорова*Корректор *А. Г. Либергала*Переплет художника *А. Е. Чучканова*

Сдано в набор 2/VI 1967 г.

Подписано к печати 31/I 1968 г.

Формат бумаги 60×90^{1/16}

Печати. листов 22,75

Уч.-изд. л. 25,96

Тираж 3400 экз.

Бум. № 2

Цена 1 р. 74 к.

Заказ № 404/2463-2

Индекс 1-4-1

Издательство «Недра», Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.

Московская типография № 6 Главполиграфпрома

Комитета по печати при Совете Министров СССР

Москва, Ж-88, 1-й Южно-портовый пр., 17.

Предисловие

Среди геолого-минералогических наук в последние годы намечается выделение самостоятельного направления, охватывающего изучение метасоматических и преимущественно окolorудных измененных пород. Эта отрасль знания — учение о метасоматитах — по своим задачам и объектам исследования выходит за рамки петрографии, минералогии, геохимии или учения о рудных месторождениях.

Задачи прогнозирования оруденения и поисков скрытого оруденения, как и решение вопросов рудогенеза, упираются в развитие учения о метасоматитах. Это находит отражение в возрастающем потоке публикаций, посвященных данной теме. Как правило, такие публикации сопровождаются большим количеством трудоемких химико-аналитических и минералогических определений. Однако обработка этих данных выполняется далеко не всегда удовлетворительно, нередко даже с ошибками в подсчетах, что объясняется отсутствием методического руководства, облегчающего выбор и применение методов учета баланса вещества.

В настоящей работе авторы вслед за краткой характеристикой основных минералого-геохимических особенностей метасоматических пород критически рассматривают существующие приемы расчетов и обосновывают выбор рациональных методов учета баланса вещества, сопровождая их специальными таблицами, облегчающими производство таких расчетов.

Настоящая работа, будучи по существу первым опытом составления подобного типа руководств, естественно, не лишена недостатков методического и научного порядка. Так, в частности, желая придать работе определенную направленность и ограничить ее объем, авторы отказались от включения в нее некоторых разделов. В качестве таковых можно указать разделы о термодинамике метасоматических процессов, об объемно-молекулярной нормативной системе пересчетов (Рудник, 1966₁), а также полную анно-

тированную библиографию по проблеме метасоматоза и словарь терминов учения о метасоматозе. Однако часть этих проблем освещена с достаточной полнотой в специальной литературе, а необходимость рассмотрения других в рамках настоящего руководства на наш взгляд является либо спорной, либо преждевременной. Кроме того, недостаток экспериментальных данных в существующих справочниках заставил в ряде случаев при расчете таблиц использовать теоретические величины кристаллохимических и геохимических констант.

Авторы глубоко признательны за внимание и интерес к работе, проявленные Д. П. Григорьевым, Д. С. Коржинским и Н. И. Наковником, за критические замечания по некоторым разделам работы Н. А. Добрецову, А. А. Маракушеву, Л. Л. Перчуку, своим товарищам по метасоматической группе ВСЕГЕИ М. М. Василевскому, В. В. Жданову, Д. В. Рундквисту и помощникам В. М. Буйцовой и Л. И. Субботиной.

Авторы будут благодарны всем читателям, сообщившим свои замечания о содержании работы, о недостатках в изложении и возможных ошибках и опечатках в таблицах и формулах.

Введение

Метасоматические горные породы и особенно околорудные измененные породы имеют важное значение как для познания проблемы петрогенеза, так и для решения многих практических вопросов минералообразования в рудных месторождениях, оценки их масштабов, элементов вертикальной и горизонтальной зональности и, наконец, поисков скрытого оруденения.

Исключительная роль метасоматических боковых пород, известная со времен В. Линдгрена (1922), с предельной ясностью была определена С. С. Смирновым (1947), утверждавшим, что в «понимании процесса образования рудного тела эти породы имеют даже большее значение, чем само рудное тело». Эта же мысль высказывается в первой отечественной обобщающей работе по метасоматизму (Наковник и др., 1954). В ней указывается, что важность изучения гидротермально измененных пород определяется не только тем, что они сами нередко являются рудами, но и тем, что при их изучении с исчерпывающей ясностью прослеживаются все этапы формирования метасоматита от первичной неизменной породы до конечного продукта, часто совсем не сохраняющего следов первичной породы.

Изучение метасоматитов и в особенности околорудных пород сопряжено с выполнением большого количества трудоемких химических, спектроскопических и минералогических определений. Кроме того, на них сходятся интересы различных ветвей геологической науки, получающих фактический материал для обоснования теорий рудо- и петрогенеза. Учение о метасоматитах превращается в самостоятельную геологическую дисциплину, на что указывалось еще в 1938 г. Н. И. Наковником.

Оформление учения о метасоматитах в самостоятельную отрасль геологических знаний связано с именами В. М. Гольдшмидта, В. Линдгрена, Д. С. Коржинского, Н. И. Наковника, хотя практическое использование околорудных пород как поисковых признаков началось значительно раньше.

Учение о метасоматитах в своем развитии, пожалуй, уже проходит стадию накопления фактического материала и его осмысления и приближается к стадии разработки единой теории. Вследствие этого на данном этапе особенно чувствуется необходимость специальной обобщающей работы, которая бы суммировала накопленные наблюдения, вооружила бы исследователей методикой учета баланса вещества и внутренней энергии метасоматических пород.

К настоящему времени в учении о метасоматитах конкретизировались объекты и методы исследования; определились задачи и возможности этих методов; наметились отправные моменты для разработки теории.

Разработкой основ теории метасоматических процессов в их современном виде мы обязаны трудам Д. С. Коржинского, доказавшего приложимость к природным процессам в условиях частично открытых систем основных выводов физической химии и в первую очередь правила фаз.

Наряду с работами теоретического плана в последние годы усиленно развивается методическое направление и в первую очередь разработка способов выявления относительной и абсолютной подвижности компонентов, методов учета миграции вещества и внутренней энергии метасоматических пород.

Сейчас уже имеется значительное количество сводных работ, рассматривающих общие вопросы метасоматоза и содержащих всестороннюю характеристику важнейших формаций околорудных метасоматитов. Вместе с тем большинство последних работ посвящено характеристике различных формаций околорудных метасоматитов отдельных регионов. В той или иной степени охарактеризованы околорудные метасоматиты Дальнего Востока, Восточной Сибири, Средней Азии, Казахстана, Урала, Кольского полуострова.

Даже краткий обзор имеющихся работ показывает, что практически нет уже такой рудной провинции в СССР, в которой бы не было начато изучение тех или иных типов околорудных метасоматитов.

Вместе с тем большинство проводимых работ вскрывают лишь наиболее общие закономерности околорудных метасоматитов, закономерности перемещения компонентов и элементы зональности метасоматических тел. Следует заметить, что зональное строение наиболее характерно для метасоматитов и выяснение вертикальной зональности метасоматитов наиболее тесно связано с прогнозированием скрытого оруденения. К сожалению, работы в этом направлении ведутся еще в недостаточном объеме.

I. Главнейшие минералого-геохимические особенности метасоматитов и задачи их изучения

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Объектом исследования учения о метасоматитах являются горные породы, руды и минералы, возникшие на месте первоначального твердого субстрата без изменения его агрегатного состояния путем постепенного замещения по принципу атом за атом или с компенсации зарядов.

Метасоматические процессы минералообразования имеют чрезвычайно широкое распространение при образовании пород, в том числе и околорудных, а также ряда минеральных ассоциаций в рудных жилах и гипергенных образованиях. В отличие от метаморфизма метасоматоз характеризуется значительными преобразованиями в химизме пород и совмещением процессов растворения и осаждения. Следовательно, если с геологической точки зрения метасоматоз представляется частным случаем метаморфизма, то с химической — правильнее рассматривать метаморфизм как предельный случай метасоматоза, когда вполне подвижными компонентами являются лишь вода и углекислота.

Метасоматические породы в силу указанных выше причин представляются исключительно благоприятными объектами для изучения природных процессов петро- и минерагенеза, а также их физико-химических закономерностей. Именно этому направлению и посвящено большинство современных исследований метасоматических процессов. Однако они не менее благоприятны и для познания вопросов кристаллохимии и энергетики природных реакций, хотя в этом отношении пока сделано еще сравнительно мало. Действительно, подобно тому, как направленность реакций химического взаимодействия элементов определяется их ионизационными потенциалами и сродством к электрону (т. е. электроотрицательностью), так и выяснение направленности метасоматических процессов может быть осуществлено путем сопоставления внутренней энергии исходных и преобразованных пород.

Зарубежными (Линдгрэн, 1925; Шварц, 1939; Ловеринг, 1949 и др.) и советскими (Коржинский, 1953; Наконник, 1949 и др.) учеными разработаны главнейшие положения теории метасоматических процессов: вопросы горизонтальной и частично вертикальной зональности, характер связи метасоматических процессов с процессами магматическими, закономерности миграции и соотношения компонентов и фаз в зависимости от физико-химических параметров в открытых системах, способы количественного учета перемещения вещества при метасоматозе, закономерности эволюции кислотности и щелочности растворов и ряд других. Результаты этих исследований, а также большой эмпирический материал, касающийся конкретных примеров околорудных преобразований, позволяют обосновать ряд общих правил (или законов) метасоматического замещения горных пород. Эти правила, часть из которых носит более или менее приближенный характер, являются по существу постулатами, т. е. такими положениями, которые подтверждаются геологической практикой, а вытекающие из них следствия доказываются теоретически или опытным путем. Они в большинстве своем уже нашли отражение в научной литературе о метасоматитах. Однако четкая формулировка их еще отсутствует. Ниже мы приводим эти основные законы, чтобы, показав их в совокупности, обратить внимание на их значение в разработке учения об околорудных метасоматитах и подчеркнуть важную роль вытекающих из них следствий.

1. Метасоматоз происходит под воздействием просачивающихся (или фильтрующихся) через породы надкритических или нагретых растворов; он осуществляется путем одновременного растворения и осаждения вещества и приводит к глубокому изменению состава горных пород.

Этот закон метасоматоза дает общее определение процесса и конкретизирует объект исследования учения о метасоматитах. Из него вытекают два следствия:

- 1) перемещение компонентов при метасоматозе происходит в ионной форме и механизм замещения состоит в ионном обмене;
- 2) предпочтительным методом пересчета анализов и количественного учета миграции вещества являются атомно-ионные методы.

Указанные следствия вряд ли требуют пояснения, так как не только общие теоретические соображения, но и непосредственные наблюдения в областях современной гидротермальной деятельности свидетельствуют о том, что в ходе так называемого «обеления» пород они не меняют агрегатного состояния, а химические компоненты находятся в метасоматирующих растворах в диссоциированной форме. Соображение об ионном характере переноса и отложения вещества важно еще и в том отношении, что позволяет поставить вопрос о роли природных электрических полей в направленности перемещения компонентов (Казизына, 1966; Рудник, 1961). Действительно, наряду с инфильтрационным метасоматозом, осуществляющимся путем переноса вещества растворами,

просачивающимися вследствие наличия градиента и анизотропии давления, а также диффузионным метасоматозом, определяющимся в конечном итоге градиентом концентрации, возможен метасоматоз, в котором перемещение компонентов будет осуществляться из-за градиента электрического потенциала. Известно, что природные электрические поля в горных породах возникают под воздействием многих причин, но главнейшими являются, несомненно, тектонические и магматические причины, обуславливающие появление пьезо-, трибо- и пирозлектричества. Метасоматоз, обусловленный градиентом электрических потенциалов, может быть назван «электролитическим» метасоматозом.

2. Объем породы в ходе метасоматического замещения остается постоянным (закон Линдгрена). Этот закон (или правило), как полагает Д. С. Коржинский, имеет исключение, состоящее в том, что в случае интенсивного метасоматоза при постоянном давлении объем может меняться, и происходит явление, называемое «метасоматической усадкой». Из постоянства или независимости объема при метасоматических процессах вытекают важные следствия:

- 1) наиболее часто поровые растворы должны быть пересыщены компонентами породы;
- 2) необходимость применения для выяснения количественного эффекта миграции вещества методов «с учетом пористости», с помощью которых можно производить строгий подсчет баланса вещества.

Более подробно некоторые аспекты этого закона, связанные с его использованием при расчете баланса вещества в ходе метасоматических процессов, рассматриваются ниже в соответствующих разделах руководства.

3. Послемагматический и особенно околорудный метасоматоз происходит преимущественно в регрессивных условиях.

Из этого закона вытекают три важных следствия:

- 1) согласно правилу ле-Шателье при метасоматозе преобладающими являются экзотермические реакции;
- 2) наиболее устойчивыми являются те минеральные ассоциации, внутренняя энергия которых максимальна;
- 3) возможно осуществление таких процессов метасоматического замещения, которые, являясь самовозбуждающимися, имеют характер цепных реакций.

Последнее следствие требует разъяснения. Действительно, в результате того, что большинство постмагматических процессов метасоматического замещения осуществляется в условиях завершившейся консолидации и начинающегося охлаждения магматических тел, когда общее теплосодержание системы падает, происходит преимущественно реакции, «стремящиеся» компенсировать убыль энергии. Энергетический эффект этих «автокомпенсирующих» реакций может быть меньше, равным или превышать убыль энергии, происходящую за счет теплообмена с окружающими породами. В последнем случае в отдельных участках возможен про-

грессивный ход процесса, протекание самопроизвольных реакций и развитие метасоматоза за счет сил перераспределения внутренней энергии.

Кроме указанных законов, исследование закономерностей метасоматического минерало- и породообразования базируется на следующих двух допущениях.

1. Метасоматическая порода и поровый раствор в пределах каждого элементарного объема представляют собой термодинамически равновесную или незначительно отклоняющуюся от равновесия систему.

Следствиями этого допущения являются: 1) возможность анализа минеральных парагенезисов на основе правила фаз Гиббса с использованием графических диаграмм состав — парагенезис; 2) вывод о дифференциальной подвижности химических компонентов при метасоматозе, определяющей главные черты зональности метасоматических пород и руд.

2. Объемный, вещественный и энергетический эффекты метасоматического замещения при наличии хотя бы одного вполне инертного (неперемещенного) химического компонента однозначно определяются составом исходной породы и общим химизмом замещения, но не зависят от путей и способов ее преобразования.

В основе этого допущения лежит минералогическое правило Гесса, которое в формулировке А. Е. Ферсмана (1933) выражается следующим образом: «Сочетание минералов, образованных из определенной ассоциации элементов, при данной термодинамической обстановке определено и независимо от генетических путей их образования». Правило Гесса — Ферсмана применимо лишь к изохорным или изобарным процессам, что необходимо иметь в виду при использовании объемно-молекулярного метода и при энергетическом анализе метасоматических преобразований.

Применение правила Гесса позволяет рассматривать изменение породы как закономерные минеральные ассоциации и строго обосновывает понятие «минеральная фация» (Эсколя, 1920). Оно формулируется ныне следующим образом: «Породы, образовавшиеся в столь близких внешних условиях, что связь между химическим составом в отношении инертных компонентов и минеральным составом у них выражается одними и теми же закономерностями, могут быть отнесены к одной фации» (Коржинский, 1955).

Рассмотренное правило метасоматоза, как нетрудно доказать, является минералогическим выражением закона сохранения энергии и вещества. Практическое значение закона состоит еще в том, что из него вытекает следствие, определяющее возможность нахождения вещественного, объемного и энергетического эффектов метасоматического изменения при формировании различных фаций без восстановления процесса промежуточного преобразования во всех его деталях.

Более подробное рассмотрение главных геологических и термодинамических допущений и ограничительных условий в све-

те их влияния на теоретическое моделирование метасоматических процессов дано в работах одного из авторов настоящего руководства (Рудник, 1966₁, 1966₃).

Оценка вещественного эффекта наиболее точно производится с помощью атомно-объемного метода (Рудник, 1962, 1964₁, 1965, 1966₁), а объемный и энергетический эффекты — путем использования методов молекулярных объемов и «энергетических уровней» (Казицын, 1958, 1960, 1962).

Таким образом, рассмотренные законы и допущения метасоматоза конкретизируют содержание проблемы, определяют выбор рациональных методов изучения и указывают направление физико-химических исследований процессов метасоматоза. Ряд методов изучения баланса вещества и энергии (атомно-объемный, молекулярно-объемный, с учетом пористости, энергетический и др.), а также термодинамический анализ минеральных ассоциаций, уже вошедшие в практику изучения метасоматитов, вытекают из этих законов и допущений.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАСОМАТИТОВ

Несмотря на огромное количество исследований околорудного метасоматоза и его продуктов, еще недостаточно сводных работ, рассматривающих в совокупности вопросы их петрографии, минералогии и геохимии. Петрографическое изучение метасоматитов далеко не всегда сопровождается описанием специфики их структур и текстур. В числе структур и текстур, свойственных метасоматитам, указываются наряду с grano-, порфиристо-, пойкилобластовой и др. также, как реликтовая, ячеистая, сотовая, микрочешуйчатая, волокнистая, ленточная, пятнистая, кокардовая и др.

Многое предстоит сделать в разработке критериев последовательности минерального замещения в метасоматитах, механизма образований псевдоморфоз и условий сохранения реликтов первичных структур. Необходимость выявления типоморфных признаков и разработки номенклатуры структур определяется в первую очередь целями правильного диагностирования фациальной принадлежности метасоматитов и выявления в связи с этим их рудо-контролирующего значения.

Чрезвычайное разнообразие геологических условий образования метасоматитов приводит к тому, что они нередко обладают весьма сложным минеральным составом, далеко не исчерпываемым обычным списком породообразующих минералов магматических или метаморфических пород. Многие из этих минералов еще не включены в элементарные справочники по диагностике и поэтому нередко пропускаются геологами. Минералы метасоматитов подразделяются на несколько групп в соответствии с их количественным содержанием, генетическими особенностями и фаци-

альной принадлежностью пород (Наковник, 1954). Можно наметить следующие группы минералов околорудных метасоматитов: 1) типоморфные (указывающие на принадлежность к той или иной фации; например, корунд, андалузит, серицит, адуляр, каолинит и др.); 2) рудные (касситерит, вольфрамит, шеелит и многие другие в рудных фациях грейзенов; антимонит, киноварь, золото и другие в рудных фациях аргиллизитов и т. д.); 3) породообразующие — главные минералы (кварц, мусковит, гранат, пироксен и др.); 4) акцессорные — постоянные примеси (апатит, рутил, ильменит, гематит, иногда пирит и др.).

Помимо перечисленных групп минералов полезно различать реликтовые минералы метасоматитов, оставшиеся от первичных пород. Выделение и изучение последних особенно важно при решении вопросов геохимии и кристаллохимии метасоматитов и слагающих их минералов. Условия формирования метасоматических минералов резко отличаются как от условий магматической кристаллизации, так и от кристаллизации в рудных жилах выплывания. Следовательно, минералы околорудных метасоматитов должны отражать эти различия в своей конституции. К сожалению, мы еще точно не знаем, как изменяется изоморфная емкость минералов в ходе метасоматического преобразования пород: в каких случаях она возрастает и имеются ли предпосылки для рассеяния рудных элементов, в каких уменьшается и обуславливает обогащение метасоматирующих растворов рудным веществом. Ясно, однако, что выяснение этих вопросов имеет непосредственное отношение к решению основных задач рудогенеза, выяснению мобилизационной металлогенической специализации гидротермальных растворов. Немногочисленные работы в этом направлении указывают, что в ряде случаев наблюдается заметное уменьшение изоморфной емкости метасоматических минералов, приводящее к сегрегации рудного материала.

В состав метасоматических образований наряду с петрогенными элементами, характерными для магматических горных пород, часто входят и рудные элементы, а некоторые редкие рассеянные элементы иногда образуют в них заметные концентрации. Обоснование рациональных методов учета баланса вещества при метасоматозе возможно только с учетом форм нахождения условий, миграции и накопления химических элементов. При этом, если в петрохимических пересчетах удастся обходиться выражением состава в виде окислов, то в метасоматитах, исходя из существа форм миграции элементов (см. правило 1 на стр. 8), при сохранении объема пород (см. правило 2, на стр. 9), необходимо использовать ионно-объемные методы.

Результаты химических анализов горных пород и, в частности, метасоматитов принято изображать в форме весовых процентов окислов породообразующих элементов: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , H_2O , P_2O_5 . В специальных случаях в метасоматитах определяется содержание SrO , BaO , Li_2O ,

SO_3 , S , F , Cl , B_2O_3 и др. Роль этих элементов и поведение их в метасоматическом процессе различны. Это объясняется прежде всего различием их химических свойств, особенностями их вхождения в те или иные минералы, пределами изоморфизма, степенью инертности и условиями миграции при метасоматозе, а также форм переноса. Рассмотрим эти особенности элементов.

Кислород — O, будучи самым распространенным в горных породах элементом (его количество по весу в земной коре составляет около 50%), является той «тканью», тем фоном, на котором происходят все внутриминеральные и внутривидовые метасоматические преобразования. Количество его в ходе этих преобразований меняется сравнительно незначительно. Это обстоятельство послужило основой для разработки одного из методов учета миграции вещества (Барт, 1947). Однако кажущееся сохранение количества кислорода еще отнюдь не указывает на отсутствие его перемещения в метасоматических процессах, о чем, в частности, свидетельствуют результаты изучения его изотопного состава (Ловенринг, 1963).

До настоящего времени в работах, рассматривающих подвижность компонентов при метасоматозе, кислород включался в состав окислов, и его перемещение не учитывалось. В то же время его перемещение достигает существенных значений. Так, в околорудных интенсивно гидрослюдизированных породах при уменьшении объемного веса на 10% количество кислорода даже возрастает на 7% от исходной величины. В то же время количество кремния, с которым кислород, как известно, наиболее тесно связан, остается на одном уровне. Перенос кислорода происходит, вероятно, преимущественно в комплексно-ионной форме при существенном участии водородного катиона — протона, внедрение которого в структурные постройки кислородных соединений ослабляет силу ионных связей.

Кремний — Si — второй по распространенности в горных породах и первый по массе и энергетическому значению элемент. В горных породах кремний встречается исключительно в четырехвалентном состоянии. Он входит в большинство породообразующих минералов метасоматитов, и его баланс в первую очередь определяет направленность метасоматических процессов. Кремнезем нередко выступает в качестве компонента, компенсирующего изменение объема при метасоматических замещениях, являясь избыточным компонентом. Он переносится растворами в широком диапазоне кислотности, но преимущественно в щелочных условиях. По степени инертности он обычно располагается после алюминия.

Титан — Ti является наиболее инертным компонентом метасоматических реакций. Он испытывает заметные перемещения лишь при существенно щелочном метасоматозе. В составе породообразующих минералов титан входит в виде изоморфной примеси, замещающей преимущественно Mg^{+2} и Fe^{+3} , к которым он имеет близ-

кий ионный радиус. Помимо того, он образует ряд аксессуарных минералов, которые нередко являются четкими индикаторами метасоматических преобразований пород. Химическим анализом валентная форма титана не учитывается, что при малом его количестве никак не сказывается на петрохимических расчетах, но что имеет существенное значение при изучении измененных пород.

В измененных породах по различным минеральным формам нахождения титана (сфен, лейкоксен, ильменит, рутил) удается четко разграничивать стадии метасоматического процесса. Кроме того, используя его исключительную инертность, иногда осуществляют расчеты баланса вещества по методу « $TiO_2 - const$ », что далеко не всегда оправдано.

Алюминий — Al. Алюминию принадлежит важная роль как в сложении метасоматитов, так и в определении направленности метасоматических процессов. Он обладает широким изоморфизмом с кремнием и входит в решетки большинства порообразующих минералов.

Амфотерная природа алюминия (электроотрицательность $220 \text{ кал/г} \cdot \text{атом}$) определяет двойственность его кристаллохимической роли в минералах: изоморфизм то с кремнием в силикатах (с компенсацией валентностей щелочными катионами), то с магнием. Эта двойственность его поведения должна учитываться при анализе зональности измененных пород, особенно при расчете их внутренней энергии.

Алюминий в метасоматитах нередко выступает в качестве одного из наиболее инертных компонентов, уступая лишь титану. В большинстве метасоматических процессов его количество изменяется незначительно, а иногда и совершенно не меняется. Это дает основание использовать метод молекулярных объемов, вскрывающий особенности миграции компонентов. Кроме того, давно известный факт относительной инертности алюминия в метасоматических процессах привел к возникновению метода « $Al_2O_3 - const$ », применение которого, как будет показано ниже, в большинстве случаев нецелесообразно.

Алюминий переносится надкритическими и гидротермальными растворами в сравнительно узком диапазоне кислотности: он подвижен лишь в сильно кислых ($pH < 4,3$) и в сильно щелочных ($pH > 9$) растворах.

Железо — Fe^{+2} , Fe^{+3} является единственным элементом, присутствующим в метасоматитах в трех различных состояниях: в виде ионов Fe^{+2} и Fe^{+3} (в силикатах, отчасти в окислах) и атомов Fe, входящих в состав минералов с существенно металлическим типом химических связей. При химическом анализе может быть определено количество железа в любой из его форм нахождения в минерале, что чрезвычайно важно для выделения минеральных ассоциаций метасоматитов.

Вместе с тем необходимо учитывать, что при подготовке проб к анализу железо может быть внесено в них в виде металлической

стружки. В большинстве метасоматических процессов и особенно в процессах окolorудного метасоматоза, справедливо называемых иногда «обелением», железо выносится из зоны реакции, нередко концентрируясь в рудных жилах или около них в виде сульфидов и окислов. Оно переносится в широком диапазоне кислотности растворов и переход его из одной валентной формы в другую более четко даже визуально фиксирует смену метасоматических зон.

Марганец — Mn, как известно, в горных породах не играет самостоятельной роли. Однако в метасоматитах он совместно с железом может изменять валентную форму нахождения и обособляется иногда в виде самостоятельных минералов. Незначительные его количества в породах и относительно низкая точность определения затрудняют суждение о его подвижности при метасоматических процессах.

Магний — Mg является существенной составной частью цветных минералов интрузивных горных пород и активно участвует в метасоматических реакциях. По степени подвижности он обычно стоит в одном ряду с двухвалентным железом, а в ряде процессов щелочного метасоматоза оказывается несколько более инертным, чем закисное железо. Характерно, что в ходе окolorудного метасоматоза среднетемпературной стадии его относительное содержание наряду с закисным железом остается длительное время постоянным, а минеральная форма нахождения меняется от амфибола, через биотит до анкерита.

Кальций — Ca, будучи широко распространенным элементом горных пород, весьма разносторонне и активно участвует в метасоматических реакциях. Судя по тому, что кальцийсодержащие минералы (анортитовая составляющая плагиоклазов, роговая обманка, сфен) исчезают уже в самых внешних зонах метасоматитов стадии кислотного выщелачивания, его подвижность достаточно велика. Однако он, освобождаясь из первичных минералов, нередко фиксируется на месте в виде карбоната или входит в состав новых новообразованных метасоматических минералов, например в вудхаузент.

Барий и стронций — Ba и Sr в обычных петрохимических расчетах, как правило, не учитываются, так как входят только в виде изоморфной примеси в кальцийсодержащие минералы. Однако при изучении измененных пород их количества необходимо строго учитывать, так как они могут образовывать самостоятельные минералы. Характерным примером этого является образование сванбергитовой фации в гидрослюдизированных породах некоторых сульфидных жил.

Натрий — Na является одним из наиболее подвижных элементов метасоматических пород. Будучи связанным в первичных породах преимущественно альбитовой составляющей полевых шпатов, он активно усваивается поровыми растворами и столь же активно отлагается, вытесняя кальций или калий в благоприятных

условиях. Широко известны процессы, в которых он играет решающую роль: с одной стороны, альбитизация, обычно сопровождающаяся привнесением натрия, а с другой — кислотное выщелачивание (грейзенизация), когда он преимущественно выносится. Обладая большими основными свойствами, чем кальций, он входит в соединения с более сильными алюмосиликатными кислотами и по своей инертности в силу этого заметно превосходит кальций. Но в отличие от кальция, выщелачиваясь из алюмосиликатных каркасов, он сравнительно редко фиксируется в составе новообразованных минералов и преимущественно выносится из зоны реакции с отработанными растворами. Поэтому натрий является весьма чутким индикатором метасоматической зональности, его интенсивный вынос характеризует промежуточные зоны изменения пород при кислотном выщелачивании, а привнос — внутренние зоны при щелочном метасоматозе.

Калий — **К** является наиболее сильным щелочным элементом в числе порообразующих элементов. Его электроотрицательность (100 кал/г·атом) лишь незначительно больше рубидия и цезия, которые с ним иногда ассоциируются, но присутствуют лишь в виде незначительной примеси. В первичных горных породах он входит преимущественно лишь в калиевый полевой шпат и в слюды. В ходе метасоматической переработки пород он либо одним из первых участвует в реакциях (при его высоком потенциале), обуславливая микроклинизацию и ортоклазитизацию, а также биотитизацию и флогопитизацию, либо длительное время остается инертным (при кислотном выщелачивании).

В последнем случае калийсодержащие минералы остаются устойчивыми вплоть до внутренних зон метасоматитов, а вынос калия из зоны реакции происходит дифференцированно сначала из биотита, затем из ортоклаза. Вследствие этого он еще более, чем натрий, фиксирует зональность измененных пород. В составе новообразованных метасоматических минералов калий входит значительно охотнее натрия; помимо метасоматических калиевых полевых шпатов и слюд, он находится во вторичных кварцитах в составе такого типоморфного минерала определенной фации, как алунит.)

Фосфор — **Р** в метасоматитах встречается не только в составе апатита (как это обычно свойственно изверженным горным породам). Иногда он входит в состав метасоматических минералов, фиксируясь преимущественно в условиях высокотемпературных процессов.

Кроме того, фосфор участвует в гидрослюдизации, где он образует совместно с другими компонентами сванбергит.

Однако ограниченные пределы его подвижности и обычно незначительное содержание в исходных породах и в поровых растворах определяют в целом его второстепенное значение в метасоматических процессах.

Углерод — **С** обычно не свойствен магматическим породам, но очень широко распространен в метасоматитах. Угольная кислота является повсеместной, а иногда и доминирующей составной частью гидротермальных растворов. Не говоря уже о гидротермальных карбонатитах и скарнах, где угольная кислота является активным агентом переработки пород, ее присутствие нередко устанавливается в формировании околорудных серицитолитов, аргиллизитов и других измененных пород. Углерод фиксируется в гидротермально измененных горных породах исключительно в составе карбонатов двухвалентных катионов. Его подвижность в метасоматических процессах соизмерима лишь с подвижностью водорода, с которым он имеет достаточно близкие значения электроотрицательности.

Сера — S^{+2} , S^{-6} также принадлежит к числу элементов, весьма мало распространенных в магматических горных породах, но чрезвычайно характерных для пород метасоматических. В последних она фиксируется как в составе разнообразных сульфидов, так и в многочисленных сульфатах и некоторых сложных соединениях. Сера является одним из решающих агентов метасоматоза, образуя целый ряд достаточно сильных кислот, активно воздействующих на порообразующие минералы. Характерна четкая зависимость степени окисленности серы, а следовательно, и активности кислот от воздействия атмосферного кислорода (Коржинский, 1955), что определяет главные черты вертикальной зональности ряда метасоматитов. Особенно четко зональность выявляется по переходам акцессорных магнетита, ильменита и гематита в пирротин и пирит, свойственные промежуточным и внутренним зонам, а также по появлению сульфатов алюминия, калия, кальция и стронция, характерных исключительно для внутренних зон метасоматитов.

Указанная роль серы требует ее обязательного учета во всех анализах измененных пород.

Фтор — **F** и **хлор** — **Cl** имеют чрезвычайно важное значение в формировании метасоматитов, как наиболее активные составляющие минеральных кислот. И хотя их соединения, особенно со щелочными металлами, обычно уносятся отработанными или более поздними растворами, все же известно некоторое количество минералов метасоматического происхождения, в которые эти элементы входят. Особенно характерными из них являются топаз и флюорит.

Хлор и особенно фтор обладают в большинстве метасоматических процессов весьма высокой подвижностью, являясь главными агентами процессов кислотного выщелачивания — грейзенизации, мусковитизации и аргиллизации.

Трудности аналитического определения, однако, являются причиной того, что эти элементы нередко не учитываются при подсчете баланса вещества метасоматических преобразований, что, конечно, совершенно недопустимо.

Бор — В свойствен почти исключительно только метасоматическим горным породам*. Борная кислота наряду с другими минеральными кислотами часто составляет заметную составную часть метасоматирующих растворов. В некоторых грейзенах, а также в альбитизированных и турмалинизированных породах бор выступает в качестве главного агента переработки пород. Обладая высокой подвижностью, бор обычно уходит с отработанными растворами и фиксируется в метасоматитах почти исключительно в составе турмалина.

Водород — Н. Исключительная роль водорода как агента метасоматических процессов совершенно очевидна, так как он наряду с кислородом является главной составной частью гидротермальных растворов. Водород выступает в качестве неперменного компонента всех или большинства метасоматитов, определяя нередко их формационную принадлежность и фациальное положение. Он входит в состав ряда первичных и огромного числа метасоматических минералов в виде оксония, гидроксильной группы или кристаллизационной воды.

В ряду относительной подвижности компонентов вода, как и углекислота, относится к числу вполне подвижных компонентов. Однако в отличие от других компонентов водород присутствует в избытке в большинстве метасоматических реакций и его включение в состав минералов определяется, естественно, не концентрацией, а термодинамическими условиями.

В расчетах баланса вещества водород учитывается либо в форме H_2O , либо в виде гидроксильной группы, что предпочтительнее.

ЗАДАЧИ И МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ МЕТАСОМАТИТОВ

Систематическое рассмотрение уже существующих методов полевого и лабораторного изучения метасоматитов, выделение предпочтительных приемов и указание путей разработки рациональных методов — одна из неотложных задач развития учения о метасоматитах. Этим вопросам в литературе уделяется еще мало внимания.

Многообразие геологических условий нахождения метасоматитов, их сложность и кажущаяся индивидуальность в каждом конкретном случае затрудняют разработку универсальной схемы их изучения. Однако ясно, что рациональный комплекс методов должен предусматривать возможность выяснения морфологии метасоматитов, закономерностей пространственного размещения фаций (горизонтальная и вертикальная зональность и отношение с оруденением), характерных черт минеральных парагенезисов, направленности миграции и осаждения вещества, особенностей энергетики преобразования, распределения элементов-примесей.

* Поведение бора и других элементов в экзогенных процессах в настоящем руководстве не рассматривается.

Установление морфологии, зональности и характерных особенностей минеральных парагенезисов являются главной задачей полевых наблюдений и выполняются путем тщательной документации вертикальных и горизонтальных разрезов и сопровождаются отбором необходимого количества проб, отражающего смену минеральных парагенезисов. При отборе проб необходимо стремиться к их представительности и сопоставимости по всему разрезу. Несоблюдение указанного условия приводит к ошибкам в выявлении характера перемещения вещества и к неправильным выводам. Поэтому необходимо всесторонне изучать первичные неизменные породы, вариации их состава и строения, отражающиеся непременно на характере метасоматических пород. Методика первичного полевого и минералого-петрографического изучения метасоматитов является одной из наименее разработанных частей учения. В ней нет ни единообразия, ни общепринятых приемов; и если существуют еще руководства, отражающие вопросы количественных пересчетов и методы графического анализа минеральных парагенезисов, то создание пособий такого рода — дело будущего. Это необходимо отметить, так как интерес к метасоматитам (о чем свидетельствует 50—70 публикаций в год) сопряжен с привлечением к этой области новых молодых сил, особенно нуждающихся в таких пособиях. В противном случае недостаточно критическое отношение исследователей к фактическому материалу при решении таких сложных вопросов, как генезис метасоматитов, может превратиться в существенный тормоз развития учения.

Методы лабораторного исследования метасоматитов включают выяснение тонких закономерностей зональности, точного минерального состава, характера минеральных замещений, изменения структуры пород, баланса вещества и особенностей перемещения элементов-спутников. Для выяснения баланса вещества обычно используется один из методов пересчета химических анализов. Наиболее предпочтительными методами, исходя из законов метасоматоза, следует считать методы атомно-объемные. В ряде случаев весьма полезными оказываются пересчеты по объемно-молекулярному методу.

Для выяснения закономерностей минеральных парагенетических ассоциаций с успехом применяется (правда этот метод еще нуждается в совершенствовании в отношении своей показательности) графический метод треугольников или тетраэдров состава, а также μ -диаграмм. Вопросы построения диаграмм типа состав — парагенезис детально рассмотрены в литературе, и эта часть учения о метасоматитах является одной из наиболее разработанных. Д. С. Коржинским, В. А. Жариковым, А. А. Маракушевым, Л. Л. Перчуком и др.

Выяснению механизма замещения и общей направленности метасоматических процессов в значительной мере могут способствовать расчеты внутренней энергии измененных пород, основанные на данных атомно-объемного метода и известных величинах энер-

гетических коэффициентов ионов или окислов. Расчет внутренней энергии некоторых метасоматических процессов показывает, что в условиях послемагматического метасоматического замещения устойчивыми являются энергоемкие продукты. Среди реакций замещения закономерно сочетаются экзотермические и эндотермические. Причем в том случае, если экзотермический эффект преобладает над суммой эндотермического и над рассеянием энергии, то возможны самовозбуждающиеся реакции метасоматического замещения.

Необходимо заметить, что в силу преимущественной изохорности метасоматических процессов внутреннюю энергию твердых фаз реакций необходимо рассчитывать не в мольных единицах, а в единицах объема. При этом нужно иметь в виду, что принятое в кристаллохимии обозначение внутренней энергии противоположно таковому в термодинамике.

Дальнейшее развитие этого направления — энергетической оценки метасоматических процессов требует разработки новых математических методов подсчета внутренней энергии пород и экспериментального их подтверждения для важнейших породобразующих силикатов.

В достаточной мере многообещающим на наш взгляд является изучение распределения элементов-примесей в метасоматитах. Существуют ли около рудных жил ореолы рассеяния полезного компонента или зоны обеднения — этот вопрос, непосредственно связанный с проблемой рудоотложения, пока не имеет однозначного решения (Ловеринг, 1962; Тугаринов, 1963; Янишевский и др., 1963, и др.).

Необходимо также указать на перспективность ядерно-геологических исследований, которые уже начинают использоваться при изучении метасоматитов.

В настоящее время общепризнанно, что «метасоматические измененные породы относятся к признакам, наиболее тесно связанным с магматогенными минеральными месторождениями» (Курек, Наковник, 1954).

Несмотря на то, что еще не дано должной оценки в историческом аспекте роли околорудных пород в выявлении месторождений, уже можно привести множество примеров обнаружения рудных тел по изменениям боковых пород. В повседневной же практике прослеживания рудных тел они повсеместно используются рудничными геологами. Однако полный комплекс поисковых признаков скрытого оруденения на основе фациального анализа измененных пород с учетом структурных и геохимических факторов еще в настоящее время не может быть разработан из-за отсутствия общей теории рудообразования, учитывающей всю сложность постмагматических процессов в весьма непостоянных условиях геологической среды.

И если металлогеническая специализация большинства формаций и ряда фаций измененных пород в общих чертах уже ясна, то

вопросы вертикальной зональности околорудных пород и оруденения, вопросы соотношения интенсивностей гидротермальных изменений и оруденения, вопросы распределения рудных элементов в метасоматитах еще не выяснены. Назрело время суммирования всех сведений, касающихся металлогенических особенностей околорудных метасоматитов, и разработки рационального комплекса поисковых критериев, учитывающих всю сумму геологических явлений, и в первую очередь характерные особенности изменения боковых пород.

II. Существующие методы сравнения химического состава горных пород и возможности их использования

В настоящее время существует очень большое количество методов сравнения химического состава горных пород, которые применяются геологами для выявления закономерностей метасоматического минерало- и породообразования. Все употребляемые методы могут быть разделены на три основные группы: петрохимические методы пересчета; методы прямого сравнения и методы с введением коэффициентов; методы, учитывающие объемные соотношения сравниваемых пород.

Ниже производится анализ этих методов в свете возможности и правомерности их использования для выявления закономерностей миграции вещества в процессе метасоматического минерало- и породообразования и сравнения химического состава метасоматических пород как между собой, так и с породами любого другого генезиса в условиях изообъемного сопоставления их атомного состава.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПЕРЕСЧЕТА

Существует многочисленная группа методов пересчета результатов химических анализов, созданная применительно к исследованию взаимосвязи химического и минерального составов магматических и в меньшей степени метаморфических горных пород. Эти методы могут быть объединены в три группы в зависимости от того, как в них осуществляется объединение химических компонентов: пересчеты с объединением окислов по валентности элемента, пересчеты на числовые характеристики, пересчеты на нормативные минералы.

ПЕРЕСЧЕТЫ С ОБЪЕДИНЕНИЕМ ОКИСЛОВ ПО ВАЛЕНТНОСТИ ЭЛЕМЕНТОВ

Методы пересчета, основанные на объединении окислов по валентности элементов, явились одними из первых способов по обобщению

и классификации имеющихся анализов горных пород с целью отражения и выявления главнейших особенностей их химизма. К их числу относятся системы пересчета Шеерера, Дюроше (1857), Рота (Roth, 1861), магматические формулы Ф. Ю. Левинсона-Лессинга (1898, 1940 и др.) и «символы химического состава» Е. С. Федорова (1899, 1900). В свое время каждый из этих методов был значительным шагом вперед в познании химизма горных пород. Сейчас эти методы почти не используются, так как применяемое в них объединение окислов не соответствует реальной петрологической роли этих компонентов в минералах и горных породах, что достаточно убедительно было показано А. Н. Заварицким (1950) и С. Д. Четвериковым (1956).

ПЕРЕСЧЕТЫ НА ЧИСЛОВЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

Рассматриваемые в этом разделе методы пересчетов основаны на объединении окислов в те или иные петрохимические группы, отвечающие их ассоциациям в горных породах. Они базируются в первую очередь на разделении известной в породе на известную «повлошпатовую» и «свободную». Это разделение предложено Мишель-Леви (Michel-Levy, 1897) и применяется в системах Озанна, Ниггли, Вольфа, Хоммеля. Система Озанна (Osann, 1899—1903, 1913, 1919—1920), в которой химический состав пород выражен параметрами, представляющими отношения молекулярных количеств окислов, записываемых в виде формулы, характеризуется большой стройностью. Это обеспечило ей широкое распространение вплоть до времени появления близкой к ней системы пересчетов Ниггли (Niggli, 1919, 1923), знаменующей собой значительный шаг вперед по сравнению с системой Озанна. Метод пересчета Вольфа (Wolf, 1922) является дальнейшим развитием способа пересчета Озанна. По системе Хоммеля (Hommel, 1922) состав породы представляется в виде формулы, состоящей из двух частей. Левая часть ее представляет собой видоизмененную формулу Озанна, а правая — упрощенный нормативный состав в молекулярных количествах, подобно методу Вольфа.

Из всех перечисленных методов в настоящее время применяется лишь метод Ниггли, который тем не менее имеет ряд серьезных недостатков (Заварицкий, 1950; Четвериков; 1956).

Наиболее распространенным в СССР методом пересчета на числовые характеристики является метод А. Н. Заварицкого (1950, 1960), предложенный им в 1935 г. Этот метод основан на системе группирования молекулярных количеств элементов в параметры, наиболее соответствующие реальным соотношениям элементов в породах. С. Д. Четвериков (1956) предложил систему группирования молекулярных количеств заменить атомными количествами, ибо метод Заварицкого в своей сущности исходит из ряда отношений чисел атомов.

Несмотря на большое значение рассмотренных методов в познании химизма изверженных пород, особенно систем Ниггли и Заварицкого, всем им присущи общие особенности, делающие их непригодными для исследования процессов метасоматического пороодообразования.

Эти особенности следующие: отсутствие учета кислорода; исключение из рассмотрения большинством методов водорода и других летучих элементов и соединений; объединение в характеристические группы элементов, роль и поведение которых в процессе метасоматического минерало- и пороодообразования совершенно различна (в частности, в методе Заварицкого объединены в группу «а» — K_2O и N_2O , в группу «q» — SiO_2 и TiO_2 , в группу «b» — FeO , Fe_2O_3 , MgO , CaO , MnO и часть Al_2O_3 и Na_2O); объединение компонентов в группы, количество которых равно или даже превосходит количество самих компонентов, которые, отражая те или иные особенности химизма пород, не выражают или даже затушевывают другие черты их химизма и не позволяют устанавливать геохимическую специфику элементов в метасоматических процессах.

Кроме того, содержания компонентов в рассматриваемых системах пересчета выражаются в молекулярных и атомных процентах. Это приводит к невозможности изообъемного сравнения химизма пород резко различного состава (например, сиенитов и гранитов с габбро, норитами, пироксенитами, перидотитами), поскольку атомные и молекулярные проценты не отражают различий в плотности упаковки атомов в слагающих эти породы минералах. Действительно, например, в мономинеральном анортозите содержание Si составляет около 15 атомн. %, а в пироксените — порядка 10. Однако абсолютное содержание атомов кремния в анортозите на $\frac{1}{3}$ меньше, чем в пироксените: в объеме в $16\,600\text{ \AA}^3$ анортозита содержится около 200 атомов Si, а в пироксените более 300. Отсюда очевидна непригодность указанных методов для изучения химизма метасоматитов и баланса вещества метасоматических процессов.

Использование указанных методов пересчета для этих целей, к сожалению, еще практикуемое геологами при исследовании метасоматических процессов, совершенно не оправдано.

ПЕРЕСЧЕТЫ НА НОРМАТИВНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Рассматриваемые методы представлены системами *CIPW* П. Ниггли, Е. А. Кузнецова, С. Д. Четверикова, Т. Барта и рядом других методик (Johnson, 1962; Мирходжаев, 1959; Вугу, 1950 и др.), в основе которых лежат главным образом первые две из указанных систем пересчетов.

Система американской количественной классификации *CIPW* (Cross, Iddings, Pirsson, Washington, 1902, 1903) рассчитана на обобщение большого количества анализов магматических пород

и является ключом к единственному в своем роде сборнику таких анализов (Washington, 1917). Авторы системы *CIPW* прибегли к искусственному приему — они представили химический состав пород в виде относительных количеств (по весу) некоторых простых соединений, которые названы «нормативными минеральными молекулами» или «стандартными минералами», а выражение химического состава пород — нормой, или виртуальным составом пород. Для каждой нормативной молекулы принято особое обозначение, а состав ее отвечает какому-либо пороодообразующему минералу. Изображение состава пород в виде нормативных минералов далеко не всегда соответствует реальному составу пород, на что, кстати, эта система и не рассчитана. На это указывали и сами авторы. Во избежание недоразумений подобного рода Вашингтон термин «стандартные минералы» заменил термином «минеральные молекулы». В настоящее время единого мнения о возможности применения метода нет (Заварицкий, 1960; Четвериков, 1956; Barth, 1955; Chayes, 1963; Johnson, 1962 и др.).

Нормативно-молекулярный метод П. Ниггли (Niggli, 1936²) преследует цель сопоставления реального («модального») состава породы с ее вычисленным, теоретически ожидаемым (так называемым «нормативным») составом, что позволяет делать те или иные выводы о ее генетических и петрохимических особенностях. Этот метод применим к магматическим, метаморфическим и метасоматическим породам. Он позволяет составлять реакции образования пород в виде символов, соответствующих минеральным молекулам, которые представляют собой «эквивалентные единицы», т. е. такие единицы, которые содержат одинаковое число слагающих их катионов. Таким образом, Ниггли заменил весовые единицы молекулярными, в результате чего сумма молекулярных количеств в обеих частях реакций остается постоянной.

Т. Барт (Barth, 1948, 1955, 1959, 1962) придавал большое значение молекулярно-нормативному методу Ниггли и системе *CIPW* для выражения состава магматических пород. Но он считает, что для метаморфических пород, где взаимоотношения химического и минералогического состава имеет первостепенное значение, нормативная классификация не оправдала себя (Barth, 1948). Причина этого заключается в том, что химические соотношения, выраженные в весовых процентах, затемняют картину, а пересчеты становятся излишне громоздкими.

Е. А. Кузнецовым (1947) был предложен метод, близкий к нормативно-молекулярному методу Ниггли, но несколько устраняющий его недостатки и сочетающийся с методом А. Н. Заварицкого (1950, 1960). Впоследствии метод Е. А. Кузнецова был изменен и дополнен С. Д. Четвериковым (1956). Состав породы по методу Кузнецова — Четверикова пересчитывается на исходные молекулы Ниггли, выраженные в атомных процентах с учетом реального минералогического состава пород. Кроме того, определяются проекционные числа и дополнительные величины, позво-

ляющие производить построение графически выраженных результатов химических анализов в прямоугольном тетраэдре, предложенном А. Н. Заварицким.

Все рассмотренные методы, кроме системы *CIPW*, построенной на формальных началах, позволяют производить сравнение пород различных групп — магматических, метаморфических и метасоматических — и в свое время сыграли большую прогрессивную роль в развитии системы пересчетов. Но для метаморфических пород, как уже отмечал Барт (Barth, 1948, 1955), а тем более для метасоматических образований нормативная классификация не оправдывает себя, так как выражение химических соединений как в весовых, так и в молекулярных процентах значительно усложняет истинную картину процессов метасоматического минералообразования.

Следует особо обратить внимание на тот факт, что выражение состава пород в виде нормативных минералов как в атомных и молекулярных, так и в особенности в весовых процентах приводит к тому, что значения содержаний нормативных минералов в различных породах, получаемые по указанным методам, отвечают различным объемам. Это связано с различной плотностью упаковки атомов в минералах и с различием в атомном весе элементов, что приводит к тому, что одно и то же абсолютное содержание определенного вида атомов или молекул в каком-то объеме породы (даже при отсутствии пористости) в зависимости от плотности упаковки атомов и величины удельного веса породы может иметь различную величину как весового, так молярного и атомного процентного содержания. Исходя из этого, совершенно ясно, что преобразование «исходных молекул» Ниггли в нормативные минералы является кристаллохимически совершенно недопустимой операцией, а получаемые посредством этих методов реакции не могут быть использованы для изучения метасоматического минерало- и пороодообразования.

Для выяснения закономерностей метасоматического минерало- и пороодообразования указанные методы не могут быть рекомендованы еще и потому, что они, отражая лишь основные особенности процесса (и то иногда с ошибками), совершенно не дают представления ни о геохимическом поведении отдельных элементов в метасоматических процессах, ни о химизме этих процессов в целом.

МЕТОДЫ ПРЯМОГО СРАВНЕНИЯ И МЕТОДЫ С ВВЕДЕНИЕМ КОЭФФИЦИЕНТОВ

К числу методов сравнения результатов химических анализов как с введением каких-либо переходных коэффициентов, так и путем непосредственного их сопоставления относятся: метод прямого сравнения, метод $Al_2O_3 - const$, метод $TiO_2 - const$ и метод стандартного состава.

Метод прямого сравнения, заключающийся в определении прироста-выноса вещества в процессе метасоматического минерало- и пороодообразования, наиболее широко использовался в 20—30-х годах, однако некоторые исследователи используют его и в настоящее время (Reynolds, 1943; Славская, 1957 и др.). Определение изменения содержания вещества по этому методу производится путем сравнения весовых процентов окислов (реже элементов) начальной и измененной пород. Никаких других дополнительных или вспомогательных данных он не требует (табл. 1).

Метод прямого сравнения результатов химических анализов пород может быть применен лишь в том случае, если удельный вес

Таблица 1
Расчет миграции вещества по методу прямого сравнения в вес. %
(развитие кварц-микроклинового метасоматита—I
по габбро-нориту—II)

Компоненты	Вес. %				Миграция вещества	
	результаты анализа		приведенные к 100%		абсолютная разность	прирост-вынос (%) к процентному содержанию компонента в (I)
	I	II	I	II		
SiO ₂	48,22	77,50	48,20	77,46	+29,26	+60,70
TiO ₂	2,00	0,13	2,00	0,13	-1,87	-93,50
Al ₂ O ₃	13,26	11,60	13,25	11,59	-1,66	-12,53
Fe ₂ O ₃	5,70	0,61	5,70	0,61	-5,09	-89,30
FeO	11,74	0,85	11,73	0,85	-10,88	-92,75
MnO	0,28	0,02	0,28	0,02	-0,26	-92,85
MgO	6,05	0,15	6,05	0,15	-5,90	-97,52
CaO	10,40	0,50	10,39	0,50	-9,89	-95,19
Na ₂ O	2,38	3,317	2,38	3,317	+0,937	+39,37
K ₂ O	0,47	4,887	0,47	4,887	+4,417	+1039,79
Li ₂ O	—	0,003	—	0,003	+0,003	Прирост
Rb ₂ O	—	0,013	—	0,013	+0,013	То же
TR ₂ O ₃	—	0,02	—	0,02	+0,02	»
P ₂ O ₅	—	0,03	—	0,03	+0,03	»
F	—	0,07	—	0,07	+0,07	»
H ₂ O ⁻	0,20	0,03	0,20	0,03	-0,17	-15,00
H ₂ O ⁺	0,35	0,35	0,35	0,35	0,00	0,00
Σ	100,05	100,08	100,00	100,03	—	—
-O=F ₂	0,00	-0,03	0,00	-0,03	-0,03	—
Σ	100,05	100,05	100,00	100,00	+34,75	+34,75
					-34,75	-34,75

$$\frac{d_k}{d_0} = \frac{d_{II}}{d_I} = \frac{2,68}{3,15} = 0,85; \quad P_0 = P_I = 0,4\%;$$

$$P_k = P_{II} = 1,86\%.$$

и пористость исходных пород и возникших за их счет метасоматитов соответственно равны между собой или различаются не больше чем на 2% (см. стр. 95).

Но для экспериментального установления пористости требуется определение удельного веса (δ) и объемного веса (d_v) породы, что изживает метод прямого сравнения, так как гораздо проще и методически и принципиально правильнее производить расчет с помощью окисно-объемного метода (см. стр. 111).

Еще больше, чем различие в пористости сравниваемых пород, на результат привноса-выноса влияет различие в удельном весе пород, что совершенно не учитывается рассматриваемым методом. Такое различие в удельном весе может как снижать отклонение результатов определения привноса-выноса методом прямого сравнения от истинной величины за счет различия в пористости, так и еще больше увеличивать его. Это делает невозможным применение метода без знания величин удельных весов породы.

Связь между ошибкой рассматриваемого метода с величинами пористости и удельного веса пород может быть выражена следующим образом через объемный вес пород:

$$\frac{p_k - p_0}{p_0} = \frac{d_k P_k - d_0 P_0}{d_0 P_0}, \quad (1)$$

где p — количество вещества (в форме окисла или реже в элементарной форме) в единице объема породы, g (p_0 — исходной, p_k — вновь образовавшейся, конечной породы);

P — весовой процент данного компонента, даваемый химическим анализом (P_0 — исходной, P_k — вновь образовавшейся, конечной породы);

d_v — объемный вес (d_0 — исходной, d_k — вновь образовавшейся, конечной породы).

Формула (1) показывает относительный привнос-вынос вещества в весовом выражении согласно окисно-объемному методу (см. стр. 60).

В каком случае относительный привнос-вынос по методу прямого сравнения $\frac{P_k - P_0}{P_0}$ будет равен привносу-выносу по окисно-объемному методу. Это видно из равенства:

$$\frac{P_k - P_0}{P_0} = \frac{p_k - p_0}{p_0} = \frac{d_k P_k - d_0 P_0}{d_0 P_0} = \frac{d_k}{d_0} \cdot \frac{P_k}{P_0} - 1; \quad 1 = \frac{d_k}{d_0}, \quad (2)$$

но так как

$$d_v = \delta - 0,01 \cdot \delta \cdot P, \quad (3)$$

где δ — удельный вес породы;

P — общая пористость породы (P_k — конечной, P_0 — исходной),

$$\delta_0 \cdot (1 - 0,01 \cdot P_0) = \delta_k \cdot (1 - 0,01 \cdot P_k). \quad (4)$$

Следовательно, метод прямого сравнения применим лишь в случае, когда левая и правая части равенства (4) тождественны или $\frac{d_k}{d_0}$ достаточно близко к 1.

Если $\frac{d_k}{d_0} > 1$, то величина относительного привноса-выноса по методу прямого сравнения будет меньше истинного значения относительного привноса-выноса. Это может быть в следующих случаях:

1) $\delta_k > \delta_0$ при $P_k = P_0$;

2) $P_k < P_0$ при $\delta_k = \delta_0$;

$$3) \frac{\delta_0 \cdot (100 - P_0)}{\delta_k \cdot (100 - P_k)} < 1 \text{ при } P_k \neq P_0 \text{ и } \delta_k \neq \delta_0.$$

Если $\frac{d_k}{d_0} < 1$, то величина относительного привноса-выноса по методу прямого сравнения будет больше ее истинного значения, что возможно в случаях:

1) $\delta_k < \delta_0$ при $P_k = P_0$;

2) $P_k > P_0$ при $\delta_k = \delta_0$;

$$3) \frac{\delta_0 \cdot (100 - P_0)}{\delta_k \cdot (100 - P_k)} > 1 \text{ при } P_k \neq P_0 \text{ и } \delta_k \neq \delta_0.$$

Величина абсолютного изменения процентного содержания компонентов по методу прямого сравнения может быть выражена следующим образом:

$$P_k - P_0 = \frac{p_k - p_0}{p_0} \cdot p_0 = \frac{d_k P_k - d_0 P_0}{d_0 P_0} \cdot p_0 = \frac{d_k}{d_0} \cdot P_k - P_0$$

что справедливо лишь при условии $\frac{d_k}{d_0} = 1$.

Следовательно, абсолютное значение величины изменения процентного содержания компонентов при сопоставлении двух пород с помощью метода прямого сравнения отвечает истинному, когда левая и правая части равенства (4) близки

или равны. Если $\frac{d_k}{d_0} > 1$, то величина изменения процентного содержания компонентов по методу прямого сравнения будет меньше ее истинного значения; если

$\frac{d_k}{d_0} < 1$, то — больше. Зависимость указанного отклонения от величин удельного веса и пористости исходных и конечных пород подобна рассмотренной выше.

Допустимая величина отклонения $\frac{d_k}{d_0}$ от 1 для каждого компонента различна в зависимости от точности определения его содержания химическим анализом.

В табл. 1 приведен пример расчета для пород, значительно различающихся по величине удельного веса при сравнительно близких значениях пористости ($\frac{d_k}{d_0} = 0,85$), так как случай различия

пористости достаточно ясен и не требует дополнительного пояснения. Сравнение последней графы табл. 1 с графой 5 табл. 37 (см. стр. 152) достаточно наглядно иллюстрирует отклонение величины относительного привноса-выноса (окислов или элементов), определенной методом прямого сравнения, от значения, полученного с помощью атомно- и окисно-объемного методов.

Недостатком метода прямого сравнения является то, что компоненты в большей части представлены в окисной форме.

Однако перенос элементов в растворах и расплавах хотя и осуществляется в весьма многообразной форме, но миграция компонентов в форме окислов практически исключается. Наиболее вероятной формой переноса компонентов при метасоматозе является миграция их в виде ионов и комплексных ионов (Наковник,

1949, Щербина, 1953, 1955; Бетехтин, 1953) или же легколетучих гидратов и солей некоторых кислот (Николаев, 1953; Глемзер, 1961, 1963). В связи с этим при геохимических исследованиях изображение компонентов в виде окислов неудобно, тем более, что подобное изображение исключает из рассмотрения поведение такого важного компонента, как кислород, и лишает возможности выяснения энергетики метасоматических процессов (Казизын, 1962).

Изображение компонентов в окисной форме неудобно также и потому, что в этом случае полностью исключаются из рассмотрения такие важные компоненты, как фтор, хлор, сера и некоторые другие элементы магматических эманаций и гидротермальных растворов. Это связано с тем, что весовые содержания в окисной и атомной форме являются несопоставимыми величинами.

Несмотря на видимую простоту и быстроту сопоставления химизма пород по методу прямого сравнения, рассмотренные недостатки делают совершенно невозможным его применение, кроме частного случая, когда объемные веса сравниваемых пород равны или достаточно близки между собой.

То же самое следует сказать и о методе прямого сравнения результатов анализов, пересчитанных на атомные проценты (табл. 2)

Таблица 2

Расчет миграции вещества по методу прямого сравнения в атомн. % (развитие кварц-микроклинового метасоматита—II за счет габбро-норита—I)

Компо- ненты	Вес. %		Компо- ненты	Атомные количества		Атомн. %		Миграция вещества	
	I	II		I	II	I	II	абсолютная разность	относи- тельная разность
SiO ₂	48,22	77,50	Si	803,0	1289,6	17,73	26,373	+8,643	+48,75
TiO ₂	2,00	0,13	Ti	25,0	1,6	0,55	0,033	-0,517	-94,00
Al ₂ O ₃	13,26	11,60	Al	241,0	227,8	5,32	4,659	-0,661	-12,42
Fe ₂ O ₃	5,70	0,61	Fe ⁺³	72,0	7,66	1,59	0,155	-1,434	-90,19
FeO	11,74	0,85	Fe ⁺²	163,2	11,8	3,60	0,241	-3,359	-93,31
MnO	0,28	0,02	Mn	39,0	0,3	0,86	0,006	-0,854	-99,30
MgO	6,05	0,15	Mg	150,2	3,7	3,32	0,076	-3,244	-97,71
CaO	10,40	0,50	Ca	185,0	8,9	4,08	0,182	-3,898	-95,54
Na ₂ O	2,38	3,317	Na	76,6	106,6	1,69	2,180	+0,490	+28,99
K ₂ O	0,47	4,887	K	10,0	103,7	0,22	2,121	+1,901	+864,09
Li ₂ O	—	0,003	Li	0,0	0,19	0,00	0,004	+0,004	Привнос
Rb ₂ O	—	0,013	Rb	0,0	0,3	0,00	0,005	+0,005	То же
TR ₂ O ₃	—	0,02	TR	0,0	0,25	0,00	0,005	+0,005	»
P ₂ O ₅	—	0,03	P	0,0	0,4	0,00	0,008	+0,008	»
F	—	0,07	F	0,0	3,7	0,00	0,076	+0,076	»
H ₂ O ⁻	0,20	0,03	H ⁺	38,8	38,8	0,86	0,793	-0,057	-7,79
H ₂ O ⁺	0,35	0,35	O	2725,6	3084,55	60,18	63,081	+2,901	+4,82
Σ	100,05	100,08	Σ	4529,4	4889,85	100,00	100,00	0,000	0,000
-O=F ₂	0,00	-0,03	+Σ	—	—	—	—	+14,034	+14,034
Σ	100,05	100,05	-Σ	—	—	—	—	-14,034	-14,034

(Грин, Польдерваарт, 1963 и др.). Выше уже отмечалось, что сравнение атомных процентов не учитывает различия сопоставляемых пород в их пористости и в плотности упаковок атомов в слагающих породе минералах. Лишь в частном случае при сравнении сходных пород, например гранитов с гранитами, диоритов с диоритами, роговообманковых габбро с роговообманковыми габбро, сопоставление атомных процентов может быть использовано для грубой оценки различий и сходства особенностей химизма изучаемых горных пород.

Методы Al₂O₃—const и TiO₂—const исходят из предположения о постоянстве масс либо Al₂O₃, либо TiO₂ в породе при ее метасоматическом изменении.

Подобно методу прямого сравнения метод Al₂O₃—const исходит только из одних весовых процентов. Он предусматривает сопоставление весовых процентных содержаний окислов неизмен-

Таблица 3

Расчет миграции вещества по методу Al₂O₃—const в вес. % (при возникновении кварц-микроклинового метасоматита—II за счет габбро-норита—I)

Компо- ненты	Вес. %				K _{Al₂O₃-P_к}	Миграция вещества	
	результаты анализа		приведенные к 100%			абсолют- ные раз- ности	привнос- ный (%) к процент- ному со- держанию компонента в (I)
	I	II	I	II			
SiO ₂	48,22	77,50	48,20	77,46	81,875	+33,675	+69,86
TiO ₂	2,00	0,13	2,00	0,13	0,137	-1,863	-93,15
Al ₂ O ₃	13,26	11,60	12,25	11,59	12,251	+0,001	+0,0008
Fe ₂ O ₃	5,70	0,61	5,70	0,61	0,645	-5,055	-88,68
FeO	11,74	0,85	11,73	0,85	0,898	-10,832	-92,34
MnO	0,28	0,02	0,28	0,02	0,021	-0,259	-92,50
MgO	6,05	0,15	6,05	0,15	0,158	-5,892	-97,39
CaO	10,40	0,50	10,39	0,50	0,528	-9,852	-94,91
Na ₂ O	2,38	3,317	2,38	3,316	3,505	+1,125	+47,27
K ₂ O	0,47	4,887	0,47	4,884	5,162	+4,692	+998,30
Li ₂ O	—	0,003	—	0,003	0,003	+0,003	Привнос
Rb ₂ O	—	0,013	—	0,013	0,014	+0,014	То же
TR ₂ O ₃	—	0,02	—	0,02	0,021	+0,021	»
P ₂ O ₅	—	0,03	—	0,03	0,032	+0,032	»
F	—	0,07	—	0,07	0,074	+0,074	»
H ₂ O ⁻	0,20	0,03	0,20	0,03	—	—	—
H ₂ O ⁺	0,35	0,35	0,35	0,35	0,370	+0,020	+5,71
Σ	100,05	100,08	100,00	100,03	—	—	—
-O=F ₂	0,00	-0,03	0,00	-0,03	—	—	—
Σ	100,05	100,05	100,00	100,00	—	—	—

$$K_{Al_2O_3} = \frac{12,25}{11,59} = 1,057.$$

ной породы с содержаниями соответствующих окислов в возникшей за ее счет породе, умноженными на коэффициент, который представляет собой отношение весового процента Al_2O_3 свежей породы к весовому проценту Al_2O_3 в измененной породе, т. е. на коэффициент

$$K_{Al_2O_3} = \frac{P_{0(Al_2O_3)}}{P_{K(Al_2O_3)}}$$

В табл. 3 приведен пример расчета миграции вещества по методу $Al_2O_3 - const$. Этот метод рассчитан лишь для тех случаев, когда происходит изменение объема породы в результате стресса или уплотнения. Это и обусловило широкое применение его при исследовании экзогенных пород, при образовании которых считается обычным уменьшение первоначального объема исходных пород. Однако в этом случае можно установить лишь степень уплотнения исходной породы, а цифры, получаемые путем умножения переходного коэффициента ($K_{Al_2O_3}$) на процентные содержания компонентов измененной породы, должны быть равны соответствующим величинам содержаний компонентов в исходной породе. Следовательно, в тех случаях, когда происходит уплотнение породы без ее метасоматического преобразования, применение этого метода, так же как и метода $TiO_2 - const$, теряет свой смысл.

В тех случаях, когда помимо изменения объема породы происходит и ее метасоматическое преобразование, этот метод нельзя применять даже в случае приведения убедительных доказательств об отсутствии изменения в содержании Al_2O_3 в процессе метасоматоза, т. е., когда Al_2O_3 является «устойчивым компонентом». Это связано с тем, что рассматриваемый метод не учитывает изменения пористости и объемного веса пород в процессе их метасоматического преобразования, т. е. ему свойственны те же ошибки, что и методу прямого сравнения.

Применение методов $Al_2O_3 - const$ и $TiO_2 - const$ для сравнения между собой исходных и метасоматически измененных пород, объем которых остается постоянным, совершенно недопустимо как в связи с указанными недостатками, так и в связи с тем, что Al_2O_3 и TiO_2 в этих процессах, как правило, не являются инертными компонентами, что приводит к весьма значительному искажению величин привноса-выноса вещества.

Таким образом, использование методов прямого сравнения, $Al_2O_3 - const$ и $TiO_2 - const$ для установления химизма метасоматического минералообразования во многом является неоправданным.

Метод стандартного состава, предложенный Г. Джоплином (Jorlin, 1952), заключается в том, что порода, обнаруживающая наименьшую степень изменения (в том числе и меньшую степень метаморфизма), принимается за стандарт сравнения. Весовые процентные содержания компонентов метасоматически измененной

(или сильнее метаморфизованной) породы (P_K) умножаются на коэффициент (K_δ), отражающий увеличение или уменьшение удельного веса этой измененной породы (δ_K) по сравнению с удельным весом исходной «стандартной» породы (δ_0):

$$P'_K = P_K \cdot K_\delta = P_K \cdot \frac{\delta_K}{\delta_0} \quad (5)$$

Полученные величины исправленных таким образом весовых содержаний компонентов вновь образовавшейся породы (P'_K) попарно сравниваются с соответствующими значениями содержаний компонентов исходной породы (P_0) (табл. 4).

Таблица 4

Расчет миграции вещества по методу стандартного состава в вес. % (при возникновении кварц-микроклинового метасоматита—II за счет габбро-норита—I)

Компоненты	Вес. %				$P_K \cdot K_\delta = P'_K$	Миграция вещества	
	результаты анализа		приведенные к 100%			абсолютные разности	привнос-вынос (%) к процентному содержанию окисла в (I)
	I	II	I	II			
SiO_2	48,22	77,50	48,20	77,46	66,92	+18,72	+38,84
TiO_2	2,00	0,13	2,00	0,13	0,11	-1,89	-94,50
Al_2O_3	13,26	11,60	12,25	11,59	10,01	-2,24	-18,29
Fe_2O_3	5,70	0,61	5,70	0,61	0,52	-5,18	-90,70
FeO	11,74	0,85	11,73	0,85	0,73	-11,00	-93,78
MnO	0,28	0,02	0,28	0,02	0,02	-0,26	-92,86
MgO	6,05	0,15	6,05	0,15	0,13	-5,92	-97,85
CaO	10,40	0,50	10,39	0,50	0,43	-9,96	-95,86
Na_2O	2,38	3,317	2,38	3,316	2,865	+0,485	+20,38
K_2O	0,47	4,887	0,47	4,884	4,219	+3,749	+797,66
Li_2O	—	0,003	—	0,003	0,003	+0,003	Привнос
Rb_2O	—	0,013	—	0,013	0,011	+0,011	То же
TR_2O_3	—	0,02	—	0,02	0,02	+0,02	»
P_2O_5	—	0,03	—	0,03	0,03	+0,03	»
F	—	0,07	—	0,07	0,06	+0,05	»
H_2O^-	0,20	0,03	0,20	0,03	0,03	—	—
H_2O^+	0,35	0,35	0,35	0,35	0,30	-0,05	-14,29
Σ	100,05	100,08	100,00	100,03	86,381	$+\Sigma=23,078$	+23,078
$-O=F_2$	0,00	-0,03	0,00	-0,03	-0,03	$-\Sigma=36,500$	-36,500
Σ	100,05	100,05	100,00	100,00	86,378	$-\Sigma=13,422$	-13,422

$$K_\delta = \frac{\delta_K}{\delta_0} = \frac{2,73}{3,16} = 0,8639.$$

Метод стандартного состава Джоплина подвергся критике со стороны А. Польдерваарта (Poldervaart, 1953) и Н. И. Наковника (1958). А. Польдерваарт считает, что этот метод дает меньшую

точность, чем метод прямого сравнения, а Н. И. Наковник считает его искусственным (наподобие метода $Al_2O_3 - const$) и указывает на то, что в нем не учитывается пористость пород.

Допустим, что пористость пород или разница в пористости сравниваемых пород невелика (не больше 2%), тогда ею можно пренебречь и использовать результаты определенной удельной веса пород. В этом случае абсолютная величина привноса-выноса по методу стандартного состава выразится формулой:

$$P_K K_{\delta} - P_0 = \frac{P_K \delta_K - P_0 \delta_0}{\delta_0}; \quad (6)$$

$$\frac{P_K K_{\delta} - P_0}{P_0} = \frac{P_K}{P_0} \cdot \frac{\delta_K}{\delta_0} - 1. \quad (7)$$

В то же время величина абсолютного привноса-выноса вещества в весовом выражении по окисно-объемному методу определяется выражением (8), а относительного — выражением (1) (см. стр. 28):

$$\Delta p = p_K - p_0 = P_K \delta_K - P_0 \delta_0; \quad (8)$$

$$\frac{\Delta p}{p_0} = \frac{p_K - p_0}{p_0} = \frac{P_K \delta_K - P_0 \delta_0}{P_0 \delta_0} = \frac{P_K}{P_0} \cdot \frac{\delta_K}{\delta_0} - 1.$$

Сравнивая выражения (1) и (7), приходим к выводу, что величина относительного привноса-выноса, определенная по методу «стандартного состава», соответствует значению привноса-выноса, определенному по окисно-объемному методу; имеющееся некоторое систематическое завышение величины относительного процентного содержания привносимых и занижение выносимых элементов, а также завышение общего выноса по сравнению с расчетами по окисно-объемному методу связано с тем, что в одном случае при расчетах учтена пористость пород, а в другом нет.

Справедливость выражения (7), полученного из формулы (6), указывает и на справедливость формулы (6). Действительно, несоответствие формулы (6) с формулой (8) заключается в том, что формула (6) дает результаты в процентном выражении, а формула (8) — в $г/см^3$. Если результат абсолютного привноса-выноса в $г/см^3$, полученный по формуле (8), разделить на удельный вес исходной породы (δ_0), то получим величину абсолютного привноса-выноса в процентном содержании относительно состава исходной породы, т. е. выражение (6). Физический смысл формулы (6) заключается в следующем. Предположим, что как в исходной, так и в возникшей за ее счет метасоматической породе содержание атомов Si (или любого другого элемента) осталось неизменным, и, следовательно, вес Si (или SiO_2) в одном объеме в этих породах будет одинаков. Содержание других элементов изменилось. В этом же объеме в метасоматической породе вместо 1 г Fe_2O_3 , FeO и TiO_2 стало 2 г, а вес вынесенных K_2O и Na_2O и других элементов составил всего 1 г, т. е. изменился удельный вес породы. В этом случае весовое процентное содержание SiO_2 при постоянном весе SiO_2 в рассматриваемом объеме уменьшится. Следовательно, чтобы сравнить изменение весового процентного содержания каждого элемента в двух породах, нужно привести эти содержания в сравнимые величины относительно исходной (как сделано в рассматриваемом случае) или конечной породы.

Теперь, установив принципиальную достоверность рассмотренного метода при отсутствии пористости пород, можно решить вопрос, насколько результаты определенной величины абсолютного привноса-выноса по методу «стандартного состава» отличаются от истинных из-за неучитывания им пористости пород.

Эта зависимость может быть выражена следующим образом:

$$\left(P_K \frac{\delta_K}{\delta_0} - P_0 \right) \leq \left(P_K \frac{d_K}{d_0} - P_0 \right); \quad P_K \cdot \frac{\delta_K}{\delta_0} \leq P_K \cdot \frac{d_K}{d_0}; \quad (9)$$

Следовательно, рассматриваемый метод даст достоверные результаты, если $\frac{\delta_K}{\delta_0} = \frac{d_K}{d_0} = \frac{\delta_K \cdot (1 - 0,01 \cdot P_K)}{\delta_0 \cdot (1 - 0,01 \cdot P_0)}$, что осуществляется при условии $\frac{P_K}{P_0} = 1$. На этом основании могут быть сделаны следующие выводы.

1) основное значение имеет разница в пористости сравниваемых пород, абсолютная величина пористости пород для установления величины привноса-выноса не имеет никакого значения;

2) значение величины привноса-выноса, установленное с помощью рассматриваемого метода, меньше истинного, если пористость исходной породы (P_0) больше конечной (P_K), и больше истинной, если $P_0 < P_K$.

3) рассмотренный метод даст удовлетворительный результат, когда $(P_K - P_0) \leq 2$, т. е. разница в пористости не превышает 2%.

Итак, метод «стандартного состава» не учитывает пористость пород, что при исследовании гидротермально измененных пород недопустимо. Однако он может применяться для сравнения пород, разница в пористости между которыми не больше 2%. Из сказанного следует, что заключение А. Польдерваарта (Poldervaart, 1953) о меньшей точности метода «стандартного состава» по сравнению с методом прямого сравнения основано на недоразумении, так как метод прямого сравнения, как было показано выше, в общем случае не отражает истинной картины изменения в содержании вещества. Вывод Н. И. Наковника (1958) об искусственности метода стандартного состава приходится также отклонить, хотя его заключение об игнорировании этим методом пористости справедливо.

Следовательно, метод стандартного состава может применяться лишь при исследовании пород с незначительной разностью в пористости. К этому следует добавить, что выражение содержания вещества в окисной форме также накладывает определенные ограничения в применении этого метода. Но сама идея метода стандартного состава заслуживает внимания и используется в некоторых из методов, разработанных авторами настоящей работы.

МЕТОДЫ, УЧИТЫВАЮЩИЕ ОБЪЕМНЫЕ СООТНОШЕНИЯ СРАВНИВАЕМЫХ ПОРОД

Методы, основанные на сравнении объемных величин, исходят из правила равных объемов при метасоматозе, установленного В. Линдгреном (Lindgren, 1912, 1928, 1934).

Следует отметить, что заключения некоторых геологов об изменении объемов пород при метасоматозе (Irving, 1911) нередко связаны с неправильным толкованием правила равных объемов, когда под постоянством объема породы понимается постоянство порового пространства в этой породе. Уменьшение пористости пород в процессе метасоматического минералообразования этими исследователями истолковывается как увеличение объема породы.

Исходя из правила «постоянства объемов» при метасоматозе, разные исследователи пользовались различными приемами опре-

деления привноса-выноса вещества, основанными на сравнении объемных величин. Несмотря на многообразие этих методов, все они могут быть объединены в две группы: методы, не учитывающие пористость пород, и методы, учитывающие пористость пород.

МЕТОДЫ ПЕРЕСЧЕТОВ БЕЗ УЧЕТА ПОРИСТОСТИ ПОРОД

Методы установления химизма процессов, метасоматического минералообразования, основанные на правиле постоянства объемов при метасоматозе, но не учитывающие пористость этих пород, в основе своей имеют либо полное игнорирование пористости, либо ошибочное толкование правила равных объемов при метасоматозе, либо, наконец, рассчитаны на породы, в которых не происходит значительного изменения пористости. В большинстве этих методов содержание вещества в породах выражается в атомной (ионной) форме.

Метод Дж. Эллиса заключается в нахождении количества атомов элементов по данным химических анализов пород и их удельным весам в расчете на постоянный объем. Эллис в своей работе приводит лишь исходные данные (весовые проценты и удельные веса) и конечные результаты сделанного им пересчета — количества атомов элементов из расчета на постоянный объем различных пород (гранофиры, кварцит, филлит и т. д.), не рассматривая саму методику произведенного им пересчета. Разбор порядка расчета по методу Эллиса (1947) с приведением соответствующих формул дал Польдерваарт (Poldervaart, 1953).

Расчет количества атомов в 1 см^3 (N_i) производится по формуле:

$$N_i = A_i \cdot x \quad (10)$$

где A_i — атомное количество элемента i ;
 x — коэффициент инверсии, находимый по формуле:

$$x = \delta \cdot \frac{6,0228 \cdot 10^{23}}{166,04 \cdot 100}; \quad (10a)$$

здесь δ — удельный вес породы;
 $6,0228 \cdot 10^{23}$ — число Авогадро.

В табл. 5 приведен пример расчета привноса-выноса вещества по методу Эллиса (графы 11—14).

Путем умножения числа атомов каждого элемента на вес соответствующего атома (ρ_i) может быть получено содержание каждого элемента в граммах в объеме 1 см^3 (p_i) (см. табл. 5, графы 20 и 21). Общая сумма весов атомов всех элементов в объеме 1 см^3 должна быть равна удельному весу породы.

Иногда определяют также и «степень упаковки» атомов породы (Poldervaart, 1953), представляющую отношение суммы объе-

мов всех ионов, входящих в состав породы (ΣV_i), к общему объему породы, занимаемому этими ионами (V_v). Пористость породы в этом случае не учитывается, т. е. принимается равной нулю. Объем, занимаемый ионами каждого элемента — ионный объем (ΣV_i), — определяется посредством умножения числа ионов (N_i) на величину объема (V_i) этого иона (см. табл. 5, графа 16), которая в свою очередь находится умножением величины ионного радиуса (r_i), возведенного в третью степень (см. табл. 5, графа 15), на коэффициент 4,19.

Полученные значения «степени упаковки» атомов породы $\frac{\Sigma V_i}{V_v}$ сравниваются с упаковочным индексом (PI), введенным Ферберном (Fairbairn, 1943, стр. 1317—1320) для различных минералов и представляющим собой удесятеренное частное от деления «ионного объема» определенного количества ионов всех элементов минерала (ΣV_i^m) на объем вещества минерала (V_v^m), содержащего данное количество ионов:

$$PI = 10 \frac{\Sigma V_i^m}{V_v^m} \quad (11)$$

Следует указать, что при подобных сравнениях объемы ионов, принятые при расчете, должны отвечать объемам соответствующих ионов, приводимым Ферберном (Fairbairn, 1943, стр. 1314).

Метод Эллиса не учитывает пористости пород и поэтому применять его к гидротермально измененным породам без предварительного определения пористости нельзя; но в последнем случае отпадает надобность вести расчеты по этому методу, так как рациональнее применять атомно-объемный метод.

В формуле

$$N_i = A_i \cdot x = A_i \cdot \delta \cdot \frac{6,0228 \cdot 10^{23}}{166,04 \cdot 100} = 3,6274 \cdot 10^{19} \cdot A_i \cdot \delta$$

допущена ошибка. В самом же деле, как будет показано ниже [см. вывод формулы (47)], количество атомов в объеме 1 см^3 ($N_{1 \text{ см}^3}^i$) определяется выражением.

$$N_{1 \text{ см}^3}^i = 6,024 \cdot 10^{21} \cdot A_i \cdot \delta,$$

где A_i определено расчетным путем.

Сравнивая эти два выражения, можно сделать вывод, что расчет по методу Эллиса с помощью формулы (10) занижает число атомов в объеме 1 см^3 по сравнению с истинной величиной в 166 раз (сравнить табл. 5, графы 11—13, с табл. 25, графы 18—21). Но значение величины относительного привноса-выноса, определенное исходя из метода Эллиса, дает истинные значения, так

Расчет миграции вещества по методу Эллиса в вес. % (при возникновении

Компо- ненты	Вес. %				Атомные количества				Элементы
	результаты анализа		приведенные к 100%		I		II		
	I	II	I	II	катион	анион	катион	анион	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	48,22	77,50	48,20	77,46	0,8030	1,6050	1,2896	2,5792	Si
TiO ₂	2,00	0,13	2,00	0,13	0,0250	0,0500	0,0016	0,0032	Ti
Al ₂ O ₃	13,26	11,60	12,25	11,59	0,2410	0,3615	0,2278	0,3417	Al
Fe ₂ O ₃	5,70	0,61	5,70	0,61	0,0720	0,1080	0,0077	0,0115	Fe ⁺³
FeO	11,74	0,85	11,73	0,85	0,1632	0,1632	0,0118	0,0118	Fe ⁺²
MnO	0,28	0,02	0,028	0,02	0,0390	0,0390	0,0003	0,0003	Mn
MgO	6,05	0,15	6,05	0,15	0,1502	0,1502	0,0037	0,0037	Mg
CaO	10,40	0,50	10,39	0,50	0,1850	0,1850	0,0089	0,0089	Ca
Na ₂ O	2,38	3,317	2,38	3,316	0,0766	0,0383	0,1066	0,0533	Na
K ₂ O	0,47	4,887	0,47	4,884	0,0100	0,0050	0,1037	0,0518	K
Li ₂ O	—	0,003	—	0,003	—	—	0,0002	0,0001	Li
Rb ₂ O	—	0,013	—	0,013	—	—	0,0003	0,0001	Rb
TR ₂ O ₃	—	0,02	—	0,02	—	—	0,0003	0,0004	TR
P ₂ O ₅	—	0,03	—	0,03	—	—	0,0004	0,0010	P
F	—	0,07	—	0,07	—	—	—	0,0037	F
H ₂ O ⁻	0,20	0,03	0,20	0,03	—	—	—	—	(OH)
H ₂ O ⁺	0,35	0,35	0,35	0,35	0,0388	0,0194	0,0388	0,0194	O
									[O-(OH)]
Σ	100,05	100,08	100,00	100,03	1,8038	2,7256	1,8016	3,0901	Σ
-O=F ₂	0,00	-0,03	0,00	-0,03	—	—	—	0,0019	+Σ
Σ	100,0	100,05	100,00	100,00	1,8038	2,7256	1,8016	3,0882	-Σ
ΣA ₀	—	—	—	—	—	2,7256	—	3,0845	±Σ

$$\delta_I = 3,16; x_I = \delta_I \cdot \left(166,04 \frac{100}{6,023 \cdot 10^{23}} \right) = 11,432 \cdot 10^{19};$$

$$\delta_{II} = 2,73; x_{II} = \delta_{II} \cdot \left(166,04 \frac{100}{6,023 \cdot 10^{23}} \right) = 9,903 \cdot 10^{19};$$

$$V_i = 4,19 \cdot r_i^3$$

$$\Sigma V_i = 4,19 \cdot r_i^3 \cdot N_i;$$

$$N_i = x \cdot A_i$$

как пропорциональное изменение величин абсолютного содержания атомов в единице объема на ее значение не влияет (сравнить табл. 5, графа 14, с табл. 37, графа 5). Содержание вещества в весовом выражении, определенное по методу Эллиса, исходя из формулы (10), также занижено примерно в 166 раз, что легко

Таблица 5
кварц-микроклинового метасоматита — II за счет габбро-норита — I)

Количество ионов в см ³ $N_i \cdot 10^{19}$		Привнос-вынос на объем 1 см ³		Ионный радиус r_i^3 в Å ³	Объем иона V_i	Ионный объем $\Sigma(V_i \cdot N_i) \times 10^{-24}$ в Å ³		Вес иона $\rho_i \cdot 10^{-24}$ г	Содержание вещества (в г) в 1 см ³ $\rho_i \cdot 10^{-5}$ г	
I	II	абсолютные разности (10 ¹⁹)	в процентах к содержанию атомов в (I)			I	II		I	II
11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
9,204	12,771	+3,567	+38,75	0,39	0,25	2,301	3,193	46,60	428,9	595,1
0,286	0,016	-0,270	-94,41	0,64	1,09	0,312	0,017	79,55	22,7	1,3
2,762	2,256	-0,506	-18,32	0,57	0,80	2,210	1,805	44,80	123,7	101,1
0,825	0,076	-0,749	-9,079	0,67	1,26	1,039	0,105	92,76	76,5	7,0
1,871	0,111	-1,760	-94,07	0,83	2,39	4,472	0,265	92,76	173,5	10,2
0,447	0,003	-0,444	-99,33	0,91	3,14	1,404	0,009	91,21	40,8	0,3
1,722	0,037	-1,685	-97,86	0,78	1,97	3,392	0,073	40,39	69,5	1,5
2,120	0,088	-2,032	-95,85	1,06	4,99	10,579	0,439	66,56	141,1	5,9
0,878	1,056	+0,178	+20,28	0,98	3,94	3,552	4,161	38,18	33,5	40,3
0,115	1,027	+0,912	+793,05	1,33	9,85	1,133	10,116	64,94	7,5	66,7
—	0,002	+0,002	Привнос	0,78	1,97	—	0,004	11,52	—	0,02
—	0,003	+0,003	То же	1,47	13,31	—	0,040	141,88	—	0,4
—	0,003	+0,003	»	1,14	6,20	—	0,012	230,59	—	0,5
—	0,004	+0,004	»	0,35	0,18	—	0,001	51,44	—	0,2
—	0,037	+0,037	»	1,33	9,85	—	0,364	31,54	—	1,2
0,445	0,384	-0,061	-13,71	1,40	11,48	5,109	4,408	28,24	12,6	10,8
31,241	30,546	-0,695	-2,22	1,32	9,64	30,116	29,443	26,57	—	—
30,796	30,162	-0,634	-2,06	1,32	9,64	29,687	29,076	23,57	818,2	801,4
51,471	48,036	-3,436	-6,68	—	—	65,190	54,088	—	1958,5	1643,9
—	—	+4,705	+9,14	—	—	—	—	—	—	—
—	—	-8,142	-15,82	—	—	—	—	—	—	—
—	—	-3,437	-6,68	—	—	—	—	—	—	—

$$\text{«степень упаковки»} = \frac{\Sigma V_i}{V_v}, \text{ где } V_v = 1 \text{ см}^3;$$

$$\left[\frac{\Sigma V_i}{V_v} \right]_I = \frac{65,19 \cdot 10^{19}}{10^{21}} = 0,652 = 65,2\%$$

$$\left[\frac{\Sigma V_i}{V_v} \right]_{II} = \frac{54,09 \cdot 10^{19}}{10^{21}} = 0,541 = 54,1\%$$

$$\rho_i = \rho_i \cdot N_i;$$

устанавливается из данных табл. 5 (графы 20 и 21), так как суммарное содержание вещества в граммах в объеме 1 см³ для сравниваемых пород (0,0196 и 0,0164 г), которое должно было бы быть равным удельному весу этих пород, на самом деле меньше его примерно в 166 раз. Но в то же время сделанные Польдервартом

расчеты количества атомов элементов для различных пород (Poldervaart, 1953, стр. 483, 488 и 497) не содержат указанной ошибки, вытекающей из приведенной им формулы (см. там же стр. 487). Наоборот, цифровой материал, приведенный Эллисом в табл. 2 (Ellis, 1947, стр. 150), не согласуется с расчетами количества атомов ни по формуле (10), ни по формуле (276), хотя отношения между абсолютным содержанием атомов различных элементов как в одной и той же, так и в разных породах отвечают таковым, но полученным с помощью формулы (276). Очевидно, указанная ошибка допущена при наборе этой работы.

В целом метод Эллиса является значительным шагом вперед в развитии методов расчета баланса вещества метасоматических процессов, и его идея использована в одном из вариантов атомно-объемного метода.

Метод кремнекислородных тетраэдров А. Польдерваарта. Метод пересчета, основанный на предположении о постоянстве числа кремнекислородных тетраэдров $[\text{Si}, \text{Al}]_4\text{O}_4$ при метасоматических процессах, введен А. Польдерваартом (Poldervaart, 1953) вместо методов, основанных на законе равных объемов, в том числе и метода Барта (Barth, 1948), и рекомендуется им главным образом для изучения метаморфических пород и продуктов гранитизации. А. Польдерваарт считает, что не только при метаморфизме, но и при многих процессах метасоматоза, в том числе и гранитизации, число кремнекислородных тетраэдров в породе остается неизменным. В связи с этим он считает, что для нахождения числа атомов каждого элемента в единице объема каждой из сравниваемых пород (в 1 см^3), необходимо вводить поправку на отклонение числа кремнекислородных тетраэдров в рассматриваемой породе от исходной. Для этого рассчитывается количество тетраэдров $[\text{Si}, \text{Al}]_4\text{O}_4$, исходя из химического состава минералов, входящих в нее. При отсутствии данных о химическом составе минералов породы А. Польдерваарт предлагает определение количества тетраэдров производить по методу расчета норм *CIPW* (Cross и др., 1902, 1903; Washington, 1917; Заварицкий, 1950; Четвериков, 1956), но в атомных количествах.

Таким образом одним из указанных способов находится общее число атомных количеств кремния и алюминия, входящих в полевые шпаты, т. е. в тетраэдры $[A_{\text{Si}} + A_{\text{Al}}]_{\text{FSP} + \text{Pl}}$ (см. табл. 6, графы 13 и 14). Умножением этого числа на фактор x , найденный по методу Эллиса, находится количество тетраэдров в породе (N_1^t) из расчета на объем ее в 1 см^3 (см. табл. 6).

Считая количество тетраэдров $[\text{Si}, \text{Al}]_4\text{O}_4$ в объеме 1 см^3 одной из сравниваемых пород величиной постоянной, вводят поправку в содержание элементов в других породах (см. табл. 6, графу 15). Таким эталоном сравнения обычно избирается порода с максимальным количеством тетраэдров в 1 см^3 . После этого определяется количество атомов каждой из сравниваемых пород из расчета на постоянное количество тетраэдров по формуле

$$N_1^i = K^t \cdot N_1^i = \frac{\Lambda_{\text{II}}^t = \text{const}}{N_1^t} \cdot N_1^i \quad (\text{см. табл. 6, графы 15 и 16}). \text{ Затем}$$

сравнивается содержание количества различных атомов рассматриваемых пород и делаются заключения о величинах привносавыноса элементов (см. табл. 6, графы 17 и 18).

Рассмотренный метод А. Польдерваарта имеет очень серьезные недостатки, которые делают практически невозможным его применение. Эти недостатки следующие:

1) метод неприменим к породам, в которых отсутствуют кремнекислородные тетраэдры (известняки, разнообразные рудные образования, флюоритовые породы и др.);

2) метод рассчитан в основном на существенно полевошпатовые породы; в случае бесполевошпатовых силикатных пород или пород с незначительным содержанием полевых шпатов могут быть рассчитаны количества кремнекислородных тетраэдров, входящих и в другие силикаты. Но объем пород, занимаемый кремнекислородными тетраэдрами, в этом случае различный, так как он зависит от плотности упаковки атомов в разных минералах. Поэтому в одном и том же объеме пород разного состава будет содержаться различное количество тетраэдров, особенно при значительной роли в их составе минералов, не содержащих групп $[\text{Si}, \text{Al}]_4\text{O}_4$;

3) рассматриваемый метод основан на неправильном истолковании правила постоянства объема при метасоматозе. А. Польдерваарт под правилом постоянства объемов понимает равенство объема массы вещества пород при метасоматозе, т. е. без учета пористости пород. В связи с этим введение поправки на различие в количестве кремнекислородных тетраэдров в разных породах является искусственным приемом, никак не связанным с геологической сущностью процессов метасоматоза, и приводит к искажению химизма сравниваемых пород;

4) вычисление количества тетраэдров, основанное на нормативном методе американской системы *CIPW*, отличается большой неточностью. Расчет, будучи в большинстве случаев весьма искусственным, трудоемок и сложен.

Кислородный и катионный методы Т. Барта. Кислородный метод Т. Барта (Barth, 1947, 1948) основан на предположении об изообъемном характере изменения пород в результате миграции и обмена катионов и относительном постоянстве числа ионов кислорода в одном и том же объеме исходных и конечных пород. В качестве стандарта для сравнения состава пород Т. Барт принял объем пород, содержащий 160 ионов кислорода, назвав его «стандартной кислородной ячейкой».

В дальнейшем, исходя из предпосылки, что в большинстве полевошпатовых пород количества катионов в стандартной ячейке приблизительно 100, Барт для целей установления содержания не только кислорода, но и других анионов, предложил все пересчеты проводить, исходя из «ячейки» в 100 катионов (Barth, 1955). При

Расчет миграции вещества по методу постоянства кремнекислородных соматиа—II за счет

Компо- ненты	Вес. %				Атомные количества				Ионы
	результаты анализа		приведенные к 100%		I		II		
	I	II	I	II	катион	анион	катион	анион	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	48,22	77,50	48,20	77,46	0,8030	1,6060	1,2896	2,5797	Si
TiO ₂	2,00	0,13	2,00	0,13	0,0250	0,0500	0,0016	0,0032	Ti
Al ₂ O ₃	13,26	11,60	12,25	11,59	0,2410	0,3615	0,2278	0,3417	Al
Fe ₂ O ₃	5,70	0,61	5,70	0,61	0,0720	0,1080	0,0077	0,0115	Fe ⁺³
FeO	11,74	0,85	11,73	0,85	0,1632	0,1632	0,0118	0,0118	Fe ⁺²
MnO	0,28	0,02	0,28	0,02	0,0390	0,0390	0,0003	0,0003	Mn
MgO	6,05	0,15	6,05	0,15	0,1502	0,1502	0,0037	0,0037	Mg
CaO	10,40	0,50	10,39	0,50	0,1850	0,1850	0,0089	0,0089	Ca
Na ₂ O	2,38	3,317	2,38	3,316	0,0766	0,0383	0,1066	0,0533	Na
K ₂ O	0,47	4,887	0,47	4,884	0,0100	0,0050	0,1037	0,0518	K
Li ₂ O	—	0,003	—	0,003	—	—	0,0002	0,0001	Li
Rb ₂ O	—	0,013	—	0,013	—	—	0,0003	0,0001	Rb
TR ₂ O ₃	—	0,02	—	0,02	—	—	0,0003	0,0004	TR
P ₂ O ₅	—	0,03	—	0,03	—	—	0,0004	0,0010	P
F	—	0,07	—	0,07	—	—	—	0,0037	F
H ₂ O ⁻	0,20	0,03	0,20	0,03	—	—	—	—	(OH) ⁻
H ₂ O ⁺	0,35	0,35	0,35	0,35	0,0388	0,0194	0,0388	0,0194	O
									[O—(OH)]
Σ	100,05	100,08	100,00	100,03	1,8038	2,7256	1,8016	3,0901	Σ
—O=F ₂	0,00	—0,03	0,00	—0,03	—	—	—	0,0019	+Σ
Σ	100,05	100,05	100,00	100,00	1,8038	2,7256	1,8016	3,0845	—Σ

$x_I = 11,462 \cdot 10^{19}$; $x_{II} = 9,903 \cdot 10^{19}$;
 $N_I^t = 0,6552 \cdot x_I = 7,51 \cdot 10^{19}$; $N_{II}^t = 0,8762 \cdot x_{II} = 8,677 \cdot 10^{19}$;
 $K^t = \frac{N_{II}^t = \text{const}}{N_I^t} = 1,1554$.

расчете на стандартную ячейку, состоящую как из 160 атомов кислорода, так и из 100 атомов катионов, весовые процентные содержания компонентов в результатах анализов пересчитываются на 100% (табл. 7, 8, графы 3 и 7). Затем по таблицам С. Д. Четверикова (1956) или расчетным путем (см. формулы 42а и 42б) находят атомные количества катионов (A_k) и кислорода (A_0), соответствующие весовым процентам, даваемым химическими анализами (табл. 7, 8, графы 4, 5 и 8, 9). Затем суммируются атомные количества катионов и анионов в отдельности. Вода в боль-

Таблица 6
тетраэдров в вес. % (при возникновении кварц-микроклинового мета-габбро-норита—I)

Количество атомов в объеме 1 см ³ $N \cdot 10^{+19}$		Атомные количества Si и Al в полевых шпатах		$N_I^t = K^t \cdot N_{II}^t \cdot 10^{+19}$		Миграция вещества	
I	II	I	II	I	II	абсолютные разности (10 ⁺¹⁹)	в процентах к содержанию атомов в (I)
11	12	13	14	15	16	17	18
9,204	12,771	+0,4142	+0,6484	10,636	12,771	+2,135	+20,07
0,286	0,016	—	—	0,330	0,016	—0,314	—95,16
2,762	2,256	—	—	3,191	2,256	—0,935	—29,30
0,825	0,076	—	—	0,953	0,076	—0,877	—92,03
1,871	0,111	—	—	2,162	0,111	—2,051	—94,87
0,447	0,003	—	—	0,516	0,003	—0,513	—99,42
1,722	0,037	—	—	1,990	0,037	—1,953	—98,14
2,120	0,088	+0,1544Al	+0,0175Al	2,449	0,088	—2,361	—96,41
0,878	1,053	+0,0766Al	+0,1066Al	1,014	1,056	+0,042	+0,41
0,115	1,027	+0,0100Al	+0,1037Al	0,133	1,027	+0,894	+672,18
—	0,002	—	—	—	0,002	+0,002	Привнос
—	0,003	—	—	—	0,003	+0,003	То же
—	0,003	—	—	—	0,003	+0,003	»
—	0,004	—	—	—	0,004	+0,004	»
—	0,037	—	—	—	0,037	+0,037	»
0,445	0,384	—	—	0,514	0,384	—0,130	—25,29
31,241	30,545	—	—	36,096	30,546	—5,550	—15,38
30,796	30,162	—	—	35,582	30,162	—5,420	—15,23
51,471	48,420	0,6552	0,8762	59,984	48,420	—11,564	—19,28
—	—	—	—	—	—	+3,120	+5,20
—	—	—	—	—	—	—14,684	—24,48

Все содержание Ca и Na принято связанным в анортите и альбите, а K — в калиевом полевоом шпате.

шинстве случаев рассчитывается на (OH)⁻, недостающий для этого кислород берется из общего количества атомов кислорода. Расчет числа атомов ведется с точностью до 0,01.

При расчете на стандартную ячейку из 160 атомов кислорода (Barth, 1948) атомное количество кислорода (A_0) приравнивается 160 атомам, в результате чего общее количество катионов (Σn_k) находится по формуле:

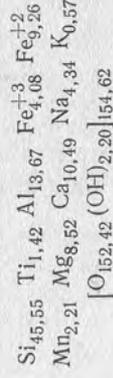
$$\Sigma n_k = \frac{160}{A_0} \Sigma A_k, \quad (12)$$

Расчет миграции веществ по катионному методу Барта (при возникновении кварц-микрклинового метасоматита—II за счет габбро-норита—I)

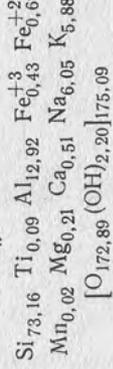
Компоненты	Вес. %		Атомные количества		Вес. %		Атомные количества		Элементы		Количество атомов в стандартной ячейке из 100 катионов		Привнос-вынос на ячейку из 100 катионов	
	результаты анализа	привнесенные к 100%	катион	анион	результаты анализа	привнесенные к 100%	катион	анион	II		I	II	абсолютные разности	в процент к содержанию атомов в (I)
									10	11				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	
SiO ₂	48,22	48,20	803,0	1606,0	77,50	77,46	1289,60	2579,20	Si	45,55	73,16	+27,61	+60,6	
TiO ₂	2,00	2,00	025,0	050,0	0,13	0,13	001,60	003,20	Ti	1,42	0,09	-1,33	-93,7	
Al ₂ O ₃	12,26	12,25	241,0	361,5	11,60	11,59	227,80	341,70	Al	13,67	12,92	-0,75	-5,5	
Fe ₂ O ₃	5,70	5,70	072,0	108,0	0,61	0,61	007,66	011,49	Fe ⁺³	4,08	0,43	-3,65	-89,5	
FeO	11,74	11,73	163,2	163,2	0,85	0,85	011,80	011,80	Fe ⁺²	9,25	0,67	-8,59	-92,8	
MnO	0,28	0,28	039,0	039,0	0,02	0,02	000,30	000,30	Mn	2,21	0,02	-2,19	-97,1	
MgO	6,05	6,05	150,2	150,2	0,15	0,15	003,70	003,70	Mg	8,52	0,21	-8,31	-97,5	
CaO	10,40	10,39	185,0	185,0	0,50	0,50	008,90	008,90	Ca	10,49	0,51	-9,98	-95,1	
Na ₂ O	2,38	2,38	076,6	038,3	3,317	3,316	106,60	053,30	Na	4,34	6,05	+1,71	+39,4	
K ₂ O	0,47	0,47	010,0	005,0	4,887	4,884	103,70	051,85	K	0,57	5,88	+5,31	+931,6	
BaO	0,00	0,00	—	—	0,00	0,00	000,00	000,00	Ba	0,00	0,00	—	—	
Li ₂ O	0,00	0,00	—	—	0,003	0,003	000,19	000,09	Li	0,00	0,01	+0,01	Привнос	

Rb ₂ O	0,00	0,00	—	—	0,013	0,013	000,30	000,15	Rb	0,00	0,02	+0,02	То же
TR ₂ O ₃	0,00	0,00	—	—	0,02	0,02	000,25	000,37	TR	0,00	0,01	+0,01	»
P ₂ O ₅	0,00	0,00	—	—	0,03	0,03	000,40	001,00	P	0,00	0,02	+0,02	»
F	0,00	0,00	—	—	0,07	0,07	—	003,70	ΣF _к	100,11	100,00	—	—
H ₂ O—	0,20	0,20	—	—	0,03	0,03	—	—	F	0,00	0,21	+0,21	Привнос
H ₂ O+	0,35	0,35	038,8	019,4	0,35	0,35	038,8	019,40	(OH)	2,20	2,20	0,00	0,0
Σ	100,05	100,00	1803,80	2725,6	100,08	100,03	1801,60	3090,15	O+(OH)	154,62	175,09	+20,47	+13,2
-O=F ₂	0,00	0,00	—	—	-0,03	-0,03	—	-1,90	O	152,42	172,83	+20,47	+13,4
Σ	100,05	100,00	1803,80	2725,6	100,05	100,00	1801,60	3088,25	+Σ	—	—	+55,37	+21,7
									-Σ	—	—	-34,80	-13,6
									Σ	254,73	275,30	+20,57	+8,1
										Si _{+27,61}	Ti _{-1,33}	Al _{-0,75}	Fe _{-3,65} ⁺³
										Fe _{-8,59} ⁺²	Mn _{-2,19}	Mg _{-8,31}	Ca _{-9,98}
										Na _{+1,71}	K _{+3,51}	P _{+0,02}	F _{+0,21}
										[O _{+20,47} (OH) ₀] _{+20,47}			

$$\frac{100}{\Sigma A_k} = 0,0567279$$



$$\frac{100}{\Sigma A_k} = 0,05673$$



Примечание. Объем ячейки из 100 катионов для габбро-норита—2921 Å³, для кварц-микрклинового метасоматита—3268 Å³. Объем ячейки из 160 атомов кислорода для габбро-норита—3093 Å³, для кварц-микрклинового метасоматита—3213 Å³.

Компоненты	VII				VIII				
	вес. %		атомные количества		вес. %		атомные количества		
	результаты анализа	приведенные к 100%	катион	анион	результаты анализа	приведенные к 100%	катион	анион	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	
SiO ₂	0,77	0,77	12,8	25,6	36,7	36,95	615,0	1230,0	
TiO ₂	0,03	0,03	0,4	0,8	0,06	0,06	0,8	1,6	
Al ₂ O ₃	0,17	0,17	3,4	5,1	0,41	0,42	8,2	12,3	
Fe ₂ O ₃	0,06	0,06	0,8	1,2	27,30	27,95	350,3	525,7	
FeO	0,02	0,02	0,3	0,30	0,15	0,15	2,1	2,1	
MnO	0,05	0,05	0,7	0,7	0,18	0,18	2,5	2,5	
MgO	0,56	0,56	13,9	13,9	1,29	1,32	32,7	32,7	
CaO	55,20	55,06	988,0	988,0	30,94	31,68	564,9	564,9	
Na ₂ O	0,00	0,00	—	—	Следы	—	—	—	
K ₂ O	0,00	0,00	—	—	Следы	—	—	—	
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,2	0,5	0,09	0,09	1,2	3,0	
CO ₂	43,37	43,26	982,0	1965,8	1,16	1,19	27,04	54,08	
H ₂ O	Следы	—	—	—	Следы	—	—	—	
Σ	100,25	100,00	1997,4	2995,9	97,65	100,00	1604,74	2428,88	
$\frac{160}{A_0} = 0,05341$;		$\frac{100}{\Sigma A_k} = 0,050066$		$\frac{160}{A_0} = 0,065874$;		$\frac{100}{\Sigma A_k} = 0,062315$			
Si _{0,68} Ti _{0,02} Al _{0,18} Fe _{0,04} ⁺³ Fe _{0,02} ⁺² Mn _{0,04} Mg _{0,74} Ca _{52,45} P _{0,01} C _{52,45} O ₁₆₀				Si _{40,51} Ti _{0,05} Al _{0,54} Fe _{23,08} ⁺³ Fe _{0,114} ⁺² Mn _{0,16} Mg _{2,16} Ca _{37,21} P _{0,07} C _{1,78} O ₁₆₀					
Si _{0,64} Ti _{0,02} Al _{0,17} Fe _{0,04} ⁺³ Fe _{0,02} ⁺² Mn _{0,04} Mg _{0,07} Ca _{49,17} P _{0,01} C _{49,17} O _{149,99}				Si _{38,32} Ti _{0,05} Al _{0,51} Fe _{21,83} ⁺³ Fe _{0,13} ⁺² Mn _{0,15} Mg _{2,04} Ca _{35,20} P _{0,07} C _{1,69} O _{151,36}					

Примечание. Объем ячейки из 100 катионов мрамора—2926 Å³, скарна—2523 Å³.

где ΣA_k — сумма атомных количеств катионов.

Количество каждого катиона элемента $i(n'_k)$ рассчитывается по формулам:

$$n'_k = \frac{160}{A_0} \cdot A_k; \quad (13a)$$

$$n'_k = A_k \cdot \frac{\Sigma n'_k}{\Sigma A_k}, \quad (13b)$$

Таблица 8
та (при возникновении гранатового скарна—VIII за счет мрамора—VII)

Элементы	Количество атомов в стандартной ячейке из 160 атомов кислорода		Привнос-вынос на ячейку из 160 атомов кислорода		Количество атомов в стандартной ячейке из 100 катионов		Привнос-вынос на ячейку из 100 катионов	
	VII	VIII	абсолютные разности	в процентах к содержанию атомов в (VII)	VII	VIII	абсолютные разности	в процентах к содержанию атомов в (VII)
Si	0,68	40,51	+39,83	+5857,3	0,64	38,32	+37,68	+5887,5
Ti	0,02	0,05	+0,03	+150,0	0,02	0,05	+0,03	+150,0
Al	0,18	0,54	+0,36	+200,0	0,17	0,51	+0,34	+200,0
Fe ⁺³	0,04	23,08	+23,04	+57600,0	0,04	21,83	+21,70	+54475,0
Fe ⁺²	0,02	0,14	+0,12	+600,0	0,02	0,13	+0,11	+550,0
Mn	0,04	0,16	+0,12	+300,0	0,04	0,15	+0,11	+275,0
Mg	0,74	2,16	+1,42	+191,9	0,70	2,04	+1,34	+191,4
Ca	52,45	37,21	-15,24	-29,1	49,17	35,20	-13,97	-28,4
P	0,01	0,07	+0,06	+600,0	0,01	0,07	+0,06	+600,0
C	52,45	1,78	-50,67	-96,6	49,17	1,69	-47,48	-96,6
Σ	106,63	105,70	-0,93	-0,8	99,98	99,99	+1,01	—
O	160,00	160,00	—	—	149,99	151,36	+1,37	+0,9
+Σ	—	—	+64,98	+60,9	—	—	+61,46	+61,4
-Σ	—	—	-65,91	-61,8	—	—	-61,45	-61,4
Si _{+38,83} Ti _{+0,03} Al _{+0,36} Fe _{+23,04} ⁺³ Fe _{+0,12} ⁺² Mn _{+0,12} Mg _{+1,42} Ca _{-15,24} P _{+0,06} C _{-50,67} O _{0,0}								
Si _{+37,68} Ti _{+0,03} Al _{+0,34} Fe _{+21,79} ⁺³ Fe _{+0,11} ⁺² Mn _{+0,11} Mg _{+1,34} Ca _{-13,97} P _{+0,06} C _{-47,48} O _{+1,37}								

Объем ячейки из 160 кислородных атомов—3123 Å³, скарна—2559 Å³.

где A_k — атомное количество искомого катиона (см. табл. 7, графы 11—12).

Обычно сумма катионов, полученная суммированием атомов, рассчитанных по формуле (13a), не сходится с суммой катионов, полученных по формуле (12), на величину 0,1—0,2 из-за округлений результатов при расчетах по формуле (13a).

Количество гидроксильных групп (n'_{OH}) находится по формуле:

$$n'_{OH} = \frac{160}{A_0} \cdot A_H, \quad (13b)$$

где A_H — атомное количество водорода (прямой воды) по результатам анализа.

При расчете на элементарную ячейку из 100 катионов (Barth, 1955, табл. 7 и 8) находится количество атомов каждого катиона (n_k) по формуле:

$$n'_k = \frac{100}{\sum A_k} \cdot A_k \quad (14)$$

и определяется как общее количество атомов анионов ($\sum n'_a$), приходящееся на 100 катионов, так и количество каждого аниона в отдельности (n'_a), в том числе и гидроксильной группы, по формулам:

$$n'_{a+OH} = \frac{100}{\sum A_k} \cdot A_a; \quad (15a)$$

$$n'_a = \frac{100}{\sum A_k} \cdot A_a; \quad (15b)$$

$$n'_a = A_a \cdot \frac{\sum n'_{a+OH}}{\sum A_a}. \quad (15b)$$

После нахождения числа атомов элементов в стандартной ячейке (из 100 катионов или из 160 атомов кислорода) составляются формулы пород, в которые входят все элементы с коэффициентами, показывающими количество их атомов в стандартной ячейке. Сравнением полученных формул для двух или нескольких пород по разности коэффициентов определяется количество привнесенных или вынесенных атомов каждого элемента из расчета на стандартную ячейку (см. табл. 7, 8, графы 13, 14).

С. Д. Четвериков (1956) во избежание дробных коэффициентов предлагает за стандартную ячейку принимать объем в 1600 атомов кислорода.

Несмотря на кажущуюся простоту и точность, метод Барта имеет ряд серьезных недостатков (Brajnikov, 1949; Rosenquist, 1949; Poldervaart, 1953; Казицын, 1958; Лебедев, 1950; Наковник, 1958; Каденский, 1956; Боголепов, 1962 и др.), в силу которых он может иметь весьма ограниченную сферу применения для изучения метасоматических пород и процессов. Эти недостатки метода заключаются в следующем. 1. Метод Барта исходит из сравнения содержания атомов элементов в объеме стандартной (кислородной или катионной) ячейки. Но объем как кислородной, так и катионной стандартных ячеек Барта в породах с одной и той же пористостью имеет разную величину в зависимости от минерального состава пород, т. е. от плотности упаковки атомов в различных минералах. Так, объем занимаемый 160 атомами кислорода, в различных силикатах изменяется от 2400 до 3600 Å³. Иначе говоря, в объеме в 16 600 Å³ в различных силикатах содержится от

Таблица 9

Количество анионов в стандартной ячейке из 100 катионов и объем этой ячейки в различных минералах*

№ п/п	Минерал	Количество анионов	Объем ячейки, Å ³	№ п/п	Минерал	Количество анионов	Объем ячейки, Å ³
1	2	3	4	1	2	3	4
1	Альбит	160	3320	40	Киноварь	100	4710
2	Аксинит	160	2840	41	Клиногумит	138	2520
3	Актинолит	160	3040	42	Клиноцоизит	163	2840
4	Альмандин	150	2390	43	Корунд	150	3120
5	Андезин	160	3320	44	Котоит	120	2050
6	Андрадит	150	2730	45	Криолит	150	3010
7	Анортит	160	3350	46	Лабрадор	160	3340
8	Антигорит	180	7130	47	Льдовигит	125	2170
9	Антигорит	180	3640	48	Магнетит	150	2370
10	Антимонит	150	6090	49	Магнетит	133	2470
11	Апатит	162	3150	50	Маршалит	155	3460
12	Аурипигмент	150	5850	51	Марказит	200	4100
13	Ашарит	150	6200	52	Мейонит	163	3460
14	Барит	200	4330	53	Молибденит	200	5330
15	Бастазит	150	3060	54	Монтichelлит	133	2830
16	Борнит	67	2750	55	Мусковит	171	3350
17	Брусит	200	4060	56	Олигоклаз	160	3380
18	Варвикит	140	1310	57	Пирит	200	3970
19	Везувин	152	2870	58	Пирротин	114	4140
20	Волластонит	150	3330	59	Пироп	150	2350
21	Галенит	100	5240	60	Роговая обманка	150	2910
22	Галит	100	4480	61	Рутил	200	3120
23	Геденбергит	150	2830	62	Селлаит	200	3330
24	Гематит	150	2620	63	Сильвин	100	6220
25	Герцинит	133	2240	64	Сингалит	150	2700
26	Гидротальцит	256	5570	65	Скаполит	160	3460
27	Гидротальцит	330	3980	66	Спессартин	150	2450
28	Гиперстен	150	2540	67	Сфалерит	100	3960
29	Гроссулярь	150	2600	68	Сфен	167	3080
30	Гюбнерит	200	3480	69	Тальк	172	3210
31	Данбуригит	160	2730	70	Тремолит	160	2940
32	Датолит	167	2950	71	Турмалин	163	2760
33	Диопсид	150	2740	72	Уваровит	150	2700
34	Доломит	150	2670	73	Ферберит	200	3320
35	Кальцит	150	3060	74	Флогопит	150	3090
36	Каолинит	225	4120	75	Флюорит	200	4080
37	Касситерит	200	3560	76	Форстерит	133	2420
38	Калиевый полевой шпат			77	Халькопирит	100	3560
	адуляр	160	3680	78	Хондродит	143	2580
	микроклин	160	3610	79	Цоизит	162	2770
39	Кварц	200	3760	80	Шеелит	200	3930
				81	Шпинель	133	2220
				82	Эпидот	162	2860

* Объем ячейки из 100 катионов дан с округлением до 10; ионы Н в количестве катионов не включены, они объединяются с кислородом в гидроксильные группы и подсчитываются вместе с ним.

724 до 1107 атомов кислорода. Например, объем, занимаемый 160 атомами кислорода, составляет для кварца около 2984 \AA^3 , для микроклина 3520 \AA^3 , для пеммина 4535 \AA^3 . Следовательно, в этих случаях сравнивается изменение содержания катионов в различных объемах. Если же сравнивать количество атомов в одинаковом объеме, например в объеме 3556 \AA^3 , то для соблюдения основного принципа расчетов по методу Т. Барта пришлось бы принимать для указанных минералов за стандартные ячейки с разным несопоставимым числом атомов кислорода в них (соответственно 133, 160, 208). Сказанное хорошо иллюстрируется соотношениями реальных объемов, занимаемых стандартным числом атомов кислорода в рассмотренном выше примере возникновения кварц-микроклинового метасоматита за счет габбро-норита (см. примечание к табл. 7). Оно подтверждается также цифрами табл. 9, из которой видно, что для 80 помещенных в ней минералов занимаемые 100 катионами объемы колеблются от 2170 до 9760 \AA^3 . Показательны в этом отношении и данные приложения 3 по содержанию в разных минералах атомов и анионов, приходящихся на объем $10\,000 \text{ \AA}^3$.

2. Метод Барта исходит из положения о постоянстве соотношения количества анионов к общему числу катионов в породе, представляющего величину $\frac{160}{100}$, которая носит название «кислородно-катионного» отношения. Стандартная ячейка из 160 атомов кислорода в зависимости от минерального состава породы содержит значительно варьирующее количество атомов катионов и, наоборот, на 100 катионов в разных минералах приходится от 130 до 256 атомов кислорода и от 100 до 330 атомов других анионов. Так, на 100 атомов катионов в кварце приходится 200 атомов кислорода, в микроклине — 160, в каолините — 225, а в гидротальките — 256 атомов кислорода. В табл. 9 приведено содержание атомов анионов на 100 катионов в различных минералах.

3. Метод Барта не учитывает пористость пород. Между тем разница в объеме стандартных ячеек сравниваемых пород будет составлять на каждый процент пористости от 1 до 1,7% объема ячейки (при условии, что при равной пористости объемы стандартной ячейки сравниваемых пород равны между собой или объем стандартной ячейки породы с меньшей пористостью меньше объема ячейки породы с большей пористостью). А так как пористость гидротермально измененных пород достигает 10—15%, а иногда и больше, то и погрешности в расчетах по методу Барта для таких пористых пород будут велики, что достаточно убедительно показано Н. И. Наковником (1958).

Следует указать, что в некоторых случаях различие в пористости пород может снижать искажения в результатах расчета при выноса-выноса по методу Барта, а именно, в тех случаях, когда

плотность упаковки атомов в минералах породы с большей пористостью в целом больше, чем в минералах породы с меньшей пористостью. Подобный пример приведен в табл. 7 и 8, если бы пористость гранатового скарна была бы равна пористости мрамора, то объем стандартной ячейки скарна еще значительно отличался бы от объема стандартной ячейки мрамора.

Барт хорошо представлял и неоднократно подчеркивал (Barth, 1948, 1955 и др.), что его метод применим только для сравнения пород существенно полевошпатового состава одной и той же минеральной фации. К сожалению, многие исследователи забыли это указание автора метода и применяют метод Барта даже к гидротермально измененным породам, т. е. сравнивают породы резко различных фаций и минерального состава (Владимиров, 1962; Белянкина, Долгинов, 1963; Григорьев, 1953; Пап, 1957; Руб, 1957 и др.). Такое расширение пределов использования метода Барта ничем не оправдано и, как справедливо указывает Н. И. Наковник (1958), совершенно недопустимо как из-за различной плотности упаковки анионов и катионов и различного содержания катионов в стандартной кислородной ячейке в разных минералах, так и из-за различной пористости сравниваемых пород.

Следует указать, что применение метода Барта для исследования процессов гранитизации также безоговорочно. Это связано, во-первых, с тем, что гранитизация нередко происходит в других фациальных условиях, нежели те, при которых сформировались породы, подвергающиеся гранитизации. Поэтому, например, кремне-калиевый метасоматоз в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма по гнейсам и кристаллическим сланцам гранулитовой и амфиболитовой фаций, а также в зонах глубинных разломов и рассланцевания может сопровождаться увеличением пористости пород. Наоборот, гранитизация слабо метаморфизованных пород в контакте с интрузиями и в зонах глубинных разломов по породам слабой степени метаморфизма может сопровождаться уменьшением их пористости.

Во-вторых, различие минерального состава исходных пород и продуктов гранитизации может привести как к существенному различию в содержании кислорода и кислородно-катионного отношения сравниваемых пород, так и к искажению истинного значения величины миграции элементов в процессе гранитизации. Это искажение обусловлено различием в плотности упаковки атомов в различных минералах и тем больше, чем больше качественное и количественное различие минералогического состава сравниваемых пород.

В табл. 7 и 8 приведены примеры расчета миграции вещества в процессе образования кварц-микроклинового метасоматита и скарна соответственно за счет плагиогнейса, габбро-норита и мрамора по методу Барта, а в табл. 25 — по атомно-объемному методу. Кислородно-катионное соотношение для этих пород, определенное по методу Барта, очень близко и нередко совершенно

Минералы*	Формульная единица	Объем, % (V'_m)	V'_{16}				$V'_{16} = 0,01 \cdot V'_m \cdot V'_{16}$			
			O	F	Cl	OH	O	F	Cl	OH
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Гроссулярь	$\text{Ca}_3\text{Al}_2 [\text{SiO}_4]_3$	2	277	—	—	—	5,54	—	—	—
Андрадит	$\text{Ca}_3\text{Fe}_2^{+3} [\text{SiO}_4]_3$	83	292	—	—	—	242,36	—	—	—
Диопсид	$\text{CaMg} [\text{Si}_2\text{O}_6]$	8	290	—	—	—	23,20	—	—	—
Кальцит	CaCO_3	7	326	—	—	—	22,82	—	—	—
Σ	—	—	—	—	—	—	293,92	—	—	—

* Примесь кварца, гематита, апатита не поддается учету.

тождественно кислородно-катионному отношению, полученному атомно-объемным методом. Но при определении привноса-выноса вещества, исходя из стандартной ячейки в 100 катионов или в 160 атомов кислорода, сравниваются различные объемы пород (см. табл. 7, 8), что и приводит к искажению истинной картины миграции элементов.

Результаты пересчета по методу Барта наиболее близки к результатам расчета на постоянный объем пород с учетом их пористости при сравнении пород, близких по составу, минералы которых имеют достаточно близкие между собой величины кислородно-катионных отношений, а объемы стандартных кислородных ячеек этих пород также близки между собой. Отклонения результатов пересчета по методу Барта от значений привноса-выноса из расчета на постоянный объем породы при определении миграции вещества в процессе образования кварц-микроклиновых метасоматитов, резко отличающихся по составу от исходных габбро-норитов (гиперстен ~17%, авгит ~13%, роговая обманка ~5%, андезин ~59%, магнетит ~5%, примесь биотита и микроклина), не нуждаются в комментариях (сравнить графу 14 табл. 7 с графой 5 табл. 37). При всем этом пористость сравниваемых пород близка между собой. На основании этих примеров и данных табл. 9 и приложения 3, можно сделать заключение, что метод

скарна по методу объемных концентраций

Компоненты	Вес, %		Атомные количества		Элементы	$0,01 \cdot A_i$	X_a (в λ°)	$K_{\text{ср}}^{\text{эл}}$
	результаты анализа	приведенные к 100%	катион	анион				
12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO_2	36,07	35,95	615,0	1230,0	Si	6,150	—	0,01378
TiO_2	0,06	0,06	0,8	1,6	Ti	0,008	—	0,00002
Al_2O_3	0,41	0,42	8,2	12,3	Al	0,082	—	0,00018
Fe_2O_3	27,30	27,93	350,3	525,7	Fe^{+3}	3,503	—	0,00785
FeO	0,15	0,15	2,1	2,1	Fe^{+2}	0,021	—	0,00005
MnO	0,18	0,18	2,5	2,5	Mn	0,025	—	0,00006
MgO	1,29	1,32	32,7	32,7	Mg	0,327	—	0,00073
CaO	30,94	31,68	564,9	564,9	Ca	5,649	—	0,01266
P_2O_5	0,09	0,09	1,2	3,0	P	0,012	—	0,00003
CO_2	1,16	1,19	27,04	54,08	C	0,270	—	0,00061
					O	24,289	446,19	0,05443
Σ	97,65	100,00	1604,74	2428,88	Σ	40,336	446,19	0,09040

Барта неприменим также и для расчета миграции вещества в процессе железо-магнезиального метасоматоза и, в частности, при образовании диопсидовых пород за счет гранитоидов.

В табл. 8 приведен пример расчета по методу Барта миграции вещества в процессе образования скарна за счет мрамора*. В этом примере имеющее место увеличение пористости скарна по сравнению с пористостью мрамора (почти в 7 раз) значительно снижает искажения величины привноса-выноса, возникающие за счет различия в плотности упаковки атомов в кальците, с одной стороны, и в гранате и диопсиде — с другой (см. табл. 9). Но даже и в этом случае отклонение в величине привноса и выноса от таковых из расчета на постоянный объем породы превышают 100%, а вместо относительного привноса 800% Fe^{+2} имеет место привнос 550—600% Fe^{+2} , вместо привноса 350% Mn — лишь 275—300% Mn и вместо привноса 2% O — привнос 0,9% O (см. табл. 8 и 37).

Метод объемных концентраций, предложенный А. П. Егоровым (1962), предусматривает нахождение числа ионов элементов в объ-

* Мрамор почти на 100% сложен кальцитом, имеется лишь небольшая примесь кварца и доломита. Состав гранатового скарна: около 81% андрадита, 2% гроссуляря, 8,5% диопсида, 4% кальцита и около 4,5% тонко рассеянных кварца, гематита и апатита.

еме породы в 1Å^3 ($K_{\text{ср}}^{\text{эл}}$), т. е. величины средней объемной концентрации. Он исходит из результатов химических анализов пород и их количественного минералогического состава. Основан он на определении расчетным путем объема, занимаемого 16 атомами каждого аниона (V'_{16}), входящего в минеральные составляющие породы, исходя из их теоретического химического состава. Для облегчения расчетов А. П. Егоровым приведены данные об объеме, занимаемом 16 анионами, для 76 минералов.

Для исследуемой породы составляется «формула», где каждый элемент пишется с коэффициентом, соответствующим его атомному количеству (A_i), найденному по таблицам С. Д. Четверикова (1956). Эти количества увеличены в 1000 раз по сравнению с расчетными. В целях достижения соизмеримости «формулы» породы с формулами минералов коэффициенты в формулах пород уменьшаются в 100 раз (табл. 10, графа 4). Определяется реальный объем ячейки, к которой относится выведенная формула породы (ΣX_a) с помощью выражения:

$$\Sigma X_a = X_O + X_{(\text{OH})} + X_{\text{Cl}} + X_{\text{F}} + X_{\text{S}}, \quad (15a)$$

где X_O , X_{Cl} , X_{F} , X_{S} , X_{OH} — реальный объем ячейки, занятый соответственно ионами O^{2-} , Cl^- , F^- , S^{2-} (сульфидная), $(\text{OH})^-$, относящимися к «формуле» породы.

Величина X_a (где a — любой из указанных анионов) находится по формуле:

$$X_a = \frac{n_a^x \cdot V_{16}^a}{16} = \frac{A_a \cdot V_{16}^a}{1600}, \quad (15b)$$

где n_a^x — количество анионов рассматриваемого элемента в объеме породы, отвечающем ее «формуле», которое может быть заменено величиной их атомного количества, равной $0,01 A_a$ (см. табл. 10, графы 8—11);

V'_{16} — объем ячейки из 16 анионов (см. табл. 10, графу 19).

Величина V'_{16} находится суммированием произведений $\left(\frac{\Psi_m \cdot V'_{16}}{100}\right)_m$ отдельно для каждого минерала m , входящего в породу, с помощью выражения (15в) (см. табл. 10, графы 3—11):

$$V'_{16} = 0,01 \cdot \sum_{m=1}^k (\Psi_m \cdot V'_{16})_m = 0,16 \cdot \sum_{m=1}^k \left(\Psi_m \cdot \frac{V_m^0}{z_m^0 n_m^a} \right), \quad (15в)$$

где Ψ_m — объемное процентное содержание минерала m в породе;

V'_{16} — объем ячейки из 16 анионов для данного минерала m ;

V_m^0 — объем элементарной ячейки минерала m ;

z_m^0 — число формульных единиц в V_m^0 данного минерала m ;

n_m^a — количество атомов анионов a в формульной единице минерала m .

V'_{16} находится с помощью таблицы, приведенной в работе А. П. Егорова (1962), или расчетным путем, исходя из величин V_m^0 , n_m^a и z_m^0 и теоретической формулы минерала, с помощью соответствующих формул (38а—38ж).

Величина средней объемной концентрации ($K_{\text{ср}}^{\text{эл}}$) находится по формуле:

$$K_{\text{ср}}^{\text{эл}} = \frac{n_i^x}{\Sigma X_a} = \frac{n_i^x}{\sum \left(\frac{n_a^x}{16} \cdot V_{16}^a \right)} = \frac{A_i}{100 \Sigma X_a} = \frac{A_i}{\sum \left(\frac{A_a}{16} \cdot V_{16}^a \right)}, \quad (15г)$$

где n_i^x — количество атомов элемента i в объеме породы ΣX_a , отвечающем ее формуле.

Величины n_a^x (формула 15б) и n_i^x (формула 15г) могут быть заменены соответственно атомным количеством $\frac{A_a}{100}$ и $\frac{A_i}{100}$, исходя из «формулы» породы. Справедливость такой замены может быть строго доказана.

Метод А. П. Егорова наряду с положительными сторонами имеет и ряд недостатков:

1) метод трудоемок из-за необходимости определений количественного минерального состава, которое должно быть достаточно представительным (см. Чейз, 1963);

2) объем, занимаемый 16 атомами анионов (V'_{16}), получаемый расчетным путем, в ряде случаев может отличаться от V'_{16} реальных минералов (правда, обычно не намного);

3) метод не учитывает пористость пород. Если же вводить поправку на пористость, как предлагает А. П. Егоров, то тогда отпадает надобность вести пересчеты по этому методу, так как значительно проще и надежнее применение атомно-объемного метода. В связи с этим рассматриваемый метод может быть рекомендован лишь в тех случаях, когда отсутствуют данные определения удельного или объемного веса пород, а также тогда, когда по каким-либо причинам невозможно установить химический состав минералов по их оптическим свойствам.

Для тех случаев, когда отсутствуют данные о химическом составе пород, А. П. Егоров (1960, 1962) предлагает исходить из

теоретического химического состава минералов, слагающих породу. Знание формулы минерала и количества формульных единиц (z_m^0) в объеме его элементарной ячейки (V_m^0) позволяет определить количество атомов каждого элемента (n_m^i) в объеме элементарной ячейки. Объемная концентрация ($K_M^{эл}$) каждого элемента в минерале определяется по формуле:

$$K_M^{эл} = \frac{n_m^i}{V_m^0} \quad (16a)$$

После этого устанавливается средняя объемная концентрация данного элемента в каждом минерале ($K_{ср}^{эл}$) путем суммирования

Расчет содержания элементов в стандартном объеме

Минералы*	Формульная единица	Объемн. % (Ψ_m)	$\frac{r_i}{r_i^3}$						
			Ca	Al	Fe	Mg	C	Si	O
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Гроссуляр	$Ca_3Al_2 [SiO_4]_3$	2	$\frac{1,06}{1,19}$	$\frac{0,57}{0,18}$				$\frac{0,39}{0,06}$	$\frac{1,32}{2,30}$
			$\frac{1,06}{1,19}$		$\frac{0,67}{0,30}$			$\frac{0,39}{0,06}$	$\frac{1,32}{2,30}$
Андрадит	$Ca_3Fe_2^{+3} [SiO_4]_3$	83	$\frac{1,06}{1,19}$		$\frac{0,67}{0,30}$			$\frac{0,39}{0,06}$	$\frac{1,32}{2,30}$
			$\frac{1,06}{1,19}$			$\frac{0,78}{0,47}$		$\frac{0,39}{0,06}$	$\frac{1,32}{2,30}$
Диопсид	$CaMg [Si_2O_6]$	8	$\frac{1,06}{1,19}$			$\frac{0,78}{0,47}$		$\frac{0,39}{0,06}$	$\frac{1,32}{2,30}$
			$\frac{1,06}{1,19}$				$\frac{0,20}{0,01}$		$\frac{1,15}{1,52}$
Кальцит	$CaCO_3$	7	$\frac{1,06}{1,19}$				$\frac{0,20}{0,01}$		$\frac{1,15}{1,52}$
			$\frac{1,06}{1,19}$						

$$X_a = X_O = 383,27;$$

$$X_n = \frac{383,27}{2428,88} \cdot A_k = 0,158 \cdot A_k.$$

* Примесь кварца, гематита, апатита не поддается учету.

произведений объемных концентраций данного элемента в каждом минерале ($K_M^{эл}$ на его объемное процентное содержание Ψ_m):

$$K_{ср}^{эл} = \sum \left(K_M^{эл} \cdot \frac{\Psi_m}{100} \right) = 0,01 \sum \left(\frac{n_m^i}{V_m^0} \Psi_m \right) \quad (166)$$

Результаты пересчета выражены величиной количества атомов каждого элемента в объеме 1 \AA^3 .

Рассматриваемый вариант метода «объемных концентраций» является еще более приближенным, чем его первый вариант.

Метод В. Г. Боголепова, предложенный в 1958 г., предназначен для расчета числа ионов в некотором «единичном стандартном

Таблица 11

10 000 \AA^3 по методу В. Г. Боголепова (1958)

$\sum_{i=1}^n r_i^3$	\bar{r}_m	M_m	X_a	Компоненты	Вес, %		Атомные количества		Элементы	$\frac{X_a}{X_k = A_k}$
					результаты анализа	приведенные к 100%	катион	анион		
11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
3,73	3,599	450,47	6,52	SiO ₂	33,07	36,95	615,0	1230,0	Si	97,2
				TiO ₂	0,06	0,03	0,8	1,6	Ti	0,1
3,85	3,854	508,21	265,43	Al ₂ O ₃	0,41	0,42	8,2	12,3	Al	1,3
				Fe ₂ O ₃	27,30	27,93	350,3	525,7	Fe ⁺³	53,9
4,02	3,335	216,53	54,32	FeO	0,15	0,15	2,1	2,1	Fe ⁺²	0,3
				MnO	0,18	0,18	2,5	2,5	Mn	0,4
2,72	2,724	100,09	53,0	MgO	1,29	1,32	32,7	32,7	Mg	5,2
				CaO	33,94	31,68	534,9	534,9	Ca	89,2
				P ₂ O ₅	0,09	0,09	1,2	3,0	P	0,2
				CO ₂	1,16	1,19	27,04	54,08	C	4,3
		$\Sigma=383,27$		Σ	97,65	100,00	1604,74	2428,88		255,1

объеме» горных пород. Этот объем может быть равен любой величине, но должен быть одинаков для всех сравниваемых горных пород. Чисто условно, чтобы избежать дробных чисел ионов, стандартный объем принимается всегда за $10\,000 \text{ \AA}^3$. Все расчеты исходят из цифр количественного минерального и химического состава пород, величин удельных (γ_m')* и молекулярных (M_m) весов минералов. Сначала вычисляется количество анионов a в стандартном объеме породы по формуле:

$$X = \frac{252}{r_a^3} \sum_{m=1}^k \left(\frac{\gamma_m' \sum_{i=1}^n r_i^3}{M_m} \Psi_m \right), \quad (17a)$$

где X — искомое число аниона (например, кислорода);
 Ψ_m — объемные проценты содержания в породе минералов m , в состав которых входит данный анион;
 r_a — радиус аниона;
 $\sum_{i=1}^n r_i^3$ — сумма по всем m минералам величин r_i^3 , для всех ионов, входящих в формулы этих минералов.

По аналогичным формулам рассчитываются содержания в стандартном объеме всех других анионов (F, Cl, OH, S) и находится их сумма $\sum X_a$:

$$\sum X_a = X_O + X_F + X_{Cl} + X_{OH} + X_S. \quad (17b)$$

Числа катионов (X_k) определяются далее по соотношению

$$X_k = A_k \frac{\sum X_a}{\sum A_a}, \quad (17b)$$

где A_k — атомное количество катиона;
 $\sum A_a$ — сумма атомных количеств анионов.

Пример расчетов по этому методу дан в табл. 11.

Рассматриваемый здесь метод расчетов обладает целым рядом серьезных недостатков:

1) все вычисления исходят из теоретических величин удельного и молекулярного весов минералов, которые могут быть весьма отличными от их реальных значений;

2) расчеты ведутся по ионным радиусам элементов, величины которых могут в зависимости от типа соединений и других причин значительно варьировать;

3) метод не учитывает пористость пород;

4) метод трудоемок;

5) в расчетных формулах допущена ошибка, в результате чего количество атомов определяется неверно (см. табл. 11, графу 21 и табл. 26, графы 7—15).

$$* \gamma_m' = 1,66 \cdot \frac{z_m^0 \cdot M_m}{V_m^0}$$

Так, количество атомов в объеме породы в $10\,000 \text{ \AA}^3$ (N_{10000}^i) может быть выражено при помощи формулы:

$$N_{10000}^i = \sum_{m=1}^k (N_m^i \cdot \psi_m) = 60,24 \sum_{m=1}^k \left(\frac{n_m^i \cdot \gamma_m'}{M_m} \psi_m \right).$$

Сравнивая формулы (52) и (17a), можно сделать вывод, что количество атомов любого элемента, определяемое по методу В. Г. Боголепова, отличается от истинного (меньше его) для лю-

бого минерала на величину $4,18 \cdot \frac{\sum_{i=1}^n r_i^3}{r_a^3 \cdot n_m^a}$, а для породы — на ве-

личину $4,18 \sum_{m=1}^k \left(\frac{\sum_{i=1}^n r_i^3}{r_a^3 \cdot n_m^a} \psi_m \right)$. Так, для гроссуляра количество атомов кислорода по методу В. Г. Боголепова в объеме $10\,000 \text{ \AA}^3$ будет 326, в то время как на самом деле оно порядка 546. То же самое устанавливается при сравнении табл. 11 и 26.

МЕТОДЫ ПЕРЕСЧЕТОВ С УЧЕТОМ ПОРИСТОСТИ ПОРОД

Методы установления химизма процессов метасоматического минералообразования, основанные на правиле постоянства объема при метасоматозе и учитывающие пористость изучаемых пород, в различных своих вариантах используются при изучении метасоматических пород с начала нашего столетия (Линдгрэн, 1900; Наковник, 1937; Эллис, 1948; Сахаров, 1959; Боголепов, 1962; Мельничук, 1962, 1964 и многие другие). Все они могут быть разделены на атомно-объемные и окисно-объемный методы. Эти методы учитывают характер упаковки атомов в минералах, поскольку во все расчетные формулы входит усредненный удельный вес всех минералов, слагающих породу (удельный вес породы δ за вычетом веса вещества, приходящегося на поровое пространство единицы объема породы). В то же время рассматриваемые методы учитывают и пористость, сильно сказывающуюся на результатах пересчетов в связи с тем, что величина ее в различных гидротермально измененных эффузивных и осадочных породах может достигать значительной величины (до 7—15% и даже больше).

Атомно-объемные методы — это методы пересчета химических анализов пород с учетом их пористости и реальной плотности упаковки атомов в минералах с целью выражения компонентов пород в атомной форме из расчета на определенный ее объем. Содержание атомов каждого элемента представляется как количеством их, так и величиной граммов на какой-либо определенный объем.

Окисно-объемный метод — это метод пересчета химических анализов пород с учетом их пористости при выражении химических компонентов пород в виде окислов в весовых единицах из расчета на определенный объем породы.

Окисно-объемный метод предложен В. Линдгреном в 1900 г. и применяется к различным гидротермально измененным породам (Ransome, 1907; Clapp, 1915; Umpleby, 1917; Barbank, 1932; Наковник, 1937 и др.). Особую роль во внедрении этого метода в Советском Союзе имеют работы Н. И. Наковника (1937, 1949, 1958).

Вычисления производятся, исходя из весового процентного содержания окислов (P_0) и объемного веса породы (d_v) в расчете на единицу объема (V), выраженную в кубических сантиметрах, дециметрах или метрах (100 см^3 , 1000 см^3 , 100 дм^3 , 1 м^3 и т. д.). Содержание каждого окисла (p_0) и общее содержание всех окислов (Σp_0) в весовых единицах (в г или кг) в единице объема (V) находятся по формулам:

$$p_0 = V \cdot d_v \cdot \frac{P_0}{100}; \quad (18a)$$

$$\Sigma p_0 = V \cdot d_v. \quad (18b)$$

Баланс вещества определяется, исходя из формул:

$$\Delta p_0 = 0,01 \cdot V \cdot (d_k P_{ок} - d_0 P_{00}); \quad (19)$$

$$\Delta \Sigma p_0 = V \cdot (d_k - d_0), \quad (20)$$

а величина общего относительного привноса-выноса вещества $\frac{\Delta \Sigma p_0}{\Sigma p_0}$ — по формуле:

$$\frac{\Delta \Sigma p_0}{\Sigma p_0} = \frac{d_k}{d_0} - 1, \quad (21)$$

где Δp_0 — привнос-вынос какого-либо окисла в весовых единицах на объем V ;

$\Delta \Sigma p_0$ — общий баланс привноса-выноса вещества в весовых единицах на объем V ;

d_0 и d_k — соответственно начальный и конечный объемный вес породы;

P_{00} и $P_{ок}$ — начальное и конечное содержание окисла в весовых процентах в породе.

Порядок расчета по рассматриваемому методу следующий. Прежде всего сумму весовых процентов анализов приводят к 100% (табл. 12, графы 4 и 5). Затем находится весовое количество каждого окисла (p_0) в рассматриваемом объеме исходной породы (с точностью до первого знака после запятой) путем умножения одной сотой величины процентного содержания окисла $\frac{p_0}{100}$ на объемный вес породы (d_v) и на объем (V) (см. табл. 12, гра-

Таблица 12

Расчет миграции вещества по окисно-объемному методу в вес. % (при возникновении гранатового скарна—VIII, за счет мрамора—VII)

Компоненты	Вес. %				Содержание окислов в 1000 см ³ (г)		Привнос-вынос на 1000 см ³	
	результаты анализа		приведенные к 100%		VII	VIII	абсолютные разности	в процентах к массе окисла в (VII)
	VII	VIII	VII	VIII				
1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	0,77	36,07	0,77	36,95	21,9	1315,4	+1293,5	+5906,4
TiO ₂	0,03	0,06	0,03	0,06	0,8	2,1	+1,3	+162,5
Al ₂ O ₃	0,17	0,41	0,17	0,42	4,8	14,9	+10,1	+210,4
Fe ₂ O ₃	0,06	27,30	0,06	27,96	1,7	995,4	+993,7	+5842,9
FeO	0,02	0,15	0,02	0,15	0,6	5,3	+4,7	+783,3
MnO	0,05	0,18	0,05	0,18	1,4	6,4	+5,0	+357,1
MgO	0,56	1,29	0,56	1,32	15,9	47,0	+31,1	+195,6
CaO	55,20	30,94	55,06	31,68	1563,7	1127,8	-435,9	-27,9
P ₂ O ₅	0,02	0,09	0,02	0,09	0,6	3,2	+2,6	+433,4
CO ₂	43,37	1,16	43,26	1,19	1228,6	42,4	-1186,2	-96,6
+Σ	—	—	—	—	—	—	+2342,0	+82,5
-Σ	—	—	—	—	—	—	-1622,1	-57,1
Σ	100,25	97,65	100,00	100,00	2840,0	3559,9	+719,9	+25,3
δ	2,87	3,83						
d _v	2,84 (d ₀)	3,56 (d _k)						
Π	1,1%	7,1%						

фу 6), затем аналогично находятся величины p_k для конечной породы (см. табл. 12, графу 7). В рассматриваемом примере величина $V=1000 \text{ см}^3$, а p_0 выражено в граммах. Суммированием содержаний всех окислов в породе находится общий вес вещества в рассматриваемом объеме (он должен быть равен или близок к произведению объемного веса на объем). После проведения указанных операций сравнивают попарно весовое содержание каждого окисла в единице объема исходной и вновь образовавшейся породы и разницу соответственно обозначают плюсом при привносе вещества или минусом при выносе (см. табл. 12, графу 8). Суммированием весового количества привнесенных окислов находится общий привнос, а вынесенных окислов — общий вынос. Разница между общим привносом и выносом дает общий баланс привноса-выноса вещества. При правильно выполненных расчетах он должен быть равен или близок к произведению величины рассматриваемого объема на разницу объемных весов породы

$[\Delta \Sigma p_o = V(d_k - d_0)]$. После этого определяется увеличение или уменьшение весового количества каждого окисла в процентах к его содержанию в исходной породе (см. табл. 12, графу 9). Как итог подсчитывается общий относительный привнос-вынос и баланс вещества в процентах к массе вещества в исходной породе. Графическое изображение результатов определения привноса-выноса по окисно-объемному методу приведено на рис. 1 и 2.

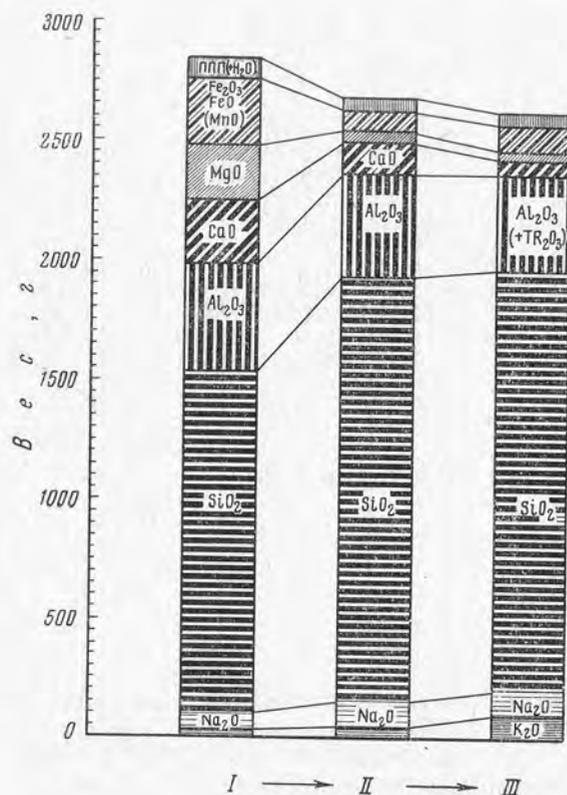


Рис. 1. Изменение содержания вещества при образовании палингено-метасоматического плагриогранита (II) и метасоматического гранита (III) за счет биотит-роговообманкового плагинейса (I), рассчитанное по окисно-объемному методу

Окисно-объемный метод является одним из наиболее простых и точных методов расчетов баланса вещества. Он точно отражает весовое содержание как каждого окисла, так и всех компонентов породы в целом в единице объема, а также дает совершенно достоверные данные об абсолютном и относительном привносе-выносе каждого окисла и об общем балансе привноса-выноса вещества.

Кроме того, этот метод разрешает некоторые задачи и атомно-объемного метода, а именно, совершенно точно отражает относительную величину привноса-выноса как количества атомов, так

и массы каждого отдельно взятого элемента (в процентах к содержанию его в исходной породе) и абсолютную и относительную величину общего баланса привноса-выноса массы вещества (но не количества атомов).

При детальном исследовании химизма процесса метасоматического минералообразования и, в частности, рудообразования этот метод не всегда целесообразно применять, так как он:

1) полностью исключает из рассмотрения целый ряд важных элементов (O, F, Cl, S) и значительно усложняет расчет миграции

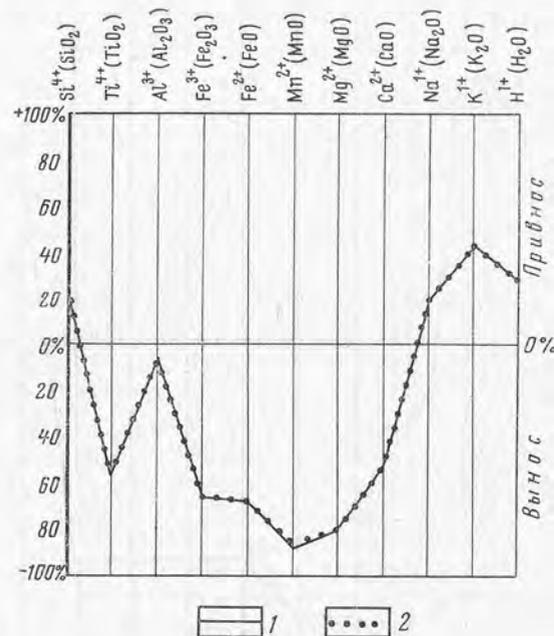


Рис. 2. График относительного привноса-выноса вещества, определенного по атомно-объемному (2) и окисно-объемному (1) методам для образования метасоматического гранита за счет плагриогранита с реликтами плагинейса

элементов, приводимых в результатах анализов в атомной форме (Sn, Mo, Cu, Zn, Pb, Ra и др.) из-за необходимости перевода их в окисную форму;

2) не дает абсолютных значений величин привноса и выноса массы каждого отдельно взятого элемента;

3) не дает абсолютных значений величин (массы) как общего привноса, так и общего выноса элементов;

4) завышает относительную величину суммарного привноса и выноса вещества (в весовом выражении) на 150—300% относительно истинных значений (рис. 3);

5) не позволяет судить об истинном характере общего привноса и выноса вещества также и потому, что одна и та же величина общего привноса-выноса вещества на единицу объема может быть вызвана при весовом выражении его разным количеством атомов, зависящим от их атомных весов и варьирующим в широких

пределах (теоретически это различие в содержании атомов может меняться примерно в 55 раз, а в некоторых случаях даже больше);

б) не дает возможности выявлять общий характер миграции вещества, так как величина относительного и абсолютного изме-

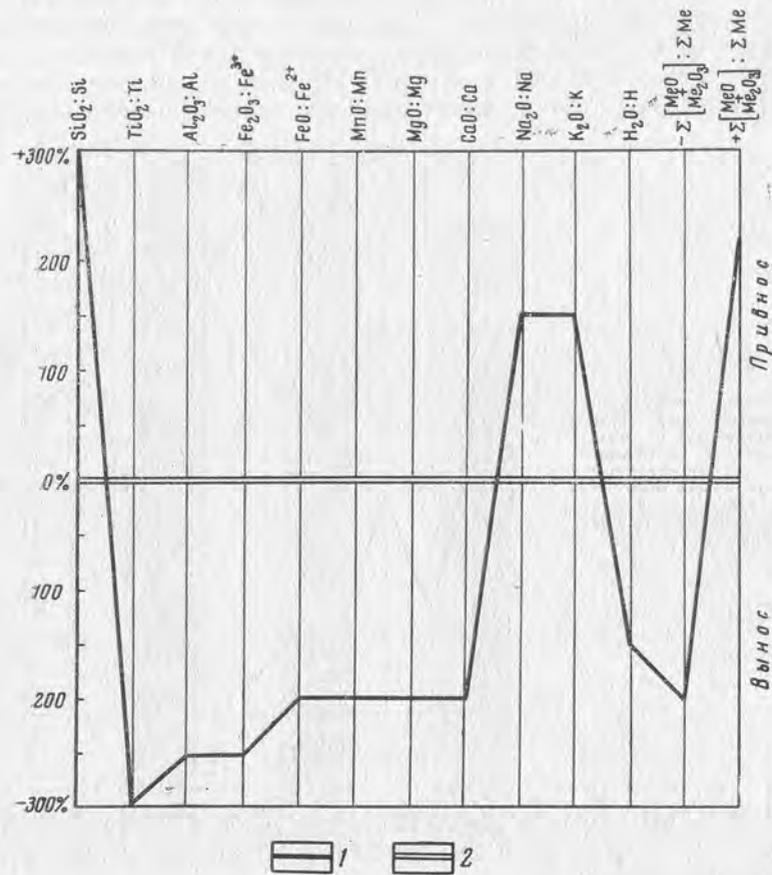


Рис. 3. График различия в величинах абсолютного привноса-выноса вещества при пересчете химических анализов по окисно-объемному и атомно-объемному методам для случая образования метасоматического гранита за счет плагιοгранита с реликтами плагииогнейса

1 — величина отклонения абсолютного привноса и выноса вещества, рассчитанного по окисно-объемному методу, в процентах относительно значения абсолютного привноса-выноса вещества, определенного по атомно-объемному методу (при приведении их в сравнимые величины); 2 — значение привноса-выноса вещества, рассчитанное по атомно-объемному методу, принятое за нуль процентов

нения общего баланса привноса-выноса вещества в весовом выражении может быть как значительно больше, так и меньше (хотя и не намного) таковых при выражении компонентов в атомной форме. Так, в ряде случаев при общем выносе вещества (в грам-

мах) количество атомов на этот же объем породы может также уменьшиться, но может и увеличиться и, наоборот, при некотором общем привносе вещества (в граммах) количество атомов может не только увеличиться, но и уменьшиться (Рудник, 1962);

7) кроме того, этот метод не позволяет непосредственно переходить к выяснению энергетики метасоматических процессов.

Первый атомно-объемный метод В. Г. Боголепова (1962) предложен вместо его старого метода (Боголепов, 1958). По таблице, прилагаемой к работе В. Г. Боголепова (1962), зная процентный состав минералов породы, можно определить общее количество

анионов в стандартном объеме породы в $10\,000\text{ \AA}^3$ с учетом их содержаний в каждом минерале. В данной таблице приведено 38 главнейших породообразующих минералов. Расчет количества анионов (X_a) в указанном объеме каждого минерала производится по формуле:

$$X_a = \frac{n_m^a \cdot z_m^0}{V_m^0} \cdot 10000, \quad (22)$$

где z_m^0 — количество формульных единиц в объеме элементарной ячейки минерала m ;

n_m^a — количество анионов, входящих в формульную единицу минерала m ;

V_m^0 — объем элементарной ячейки минерала m , \AA^3 .

Путем сопоставления атомных количеств анионов (ΣA_a), полученных исходя из результатов химического анализа, с рассчитанным количеством атомов анионов (ΣX_a) определяется количество атомов каждого элемента в указанном объеме породы. Пористость породы предлагается учитывать петрографическим путем.

Рассматриваемый метод В. Г. Боголепова основан на правильных математических и кристаллохимических предпосылках, но и он не лишен некоторых недостатков:

1) метод все же достаточно трудоемок из-за необходимости производить анализ количественного содержания минералов и в связи с этим не всегда применим (для крупно- и мелкозернистых агрегатов); 2) указание В. Г. Боголепова на возможность определения пористости под микроскопом в шлифах выполнимо лишь для пород со значительной величиной поровых пространств; 3) в табличном приложении к статье В. Г. Боголепова (1962) приводятся сведения лишь по 38 минералам, к тому же часть из них дается с неверными дробными значениями z_m^0 .

Таким образом, рассматриваемый метод следует применять лишь в тех случаях, когда отсутствуют определения как объемного и удельного весов пород, так и оптических констант минералов.

Второй атомно-объемный метод В. Г. Боголепова (1962) позволяет вычислять количество атомов в стандартном объеме в

10 000 Å³, зная весовые процентные содержания компонентов [окислов (P_o) и элементов (P_i)] и объемного веса пород (d_v). Вначале определяется весовое процентное содержание кислорода (P_o^x) в каждом окисле по формуле:

$$P_o^x = \frac{P_o \cdot n_o \cdot a_o}{M_o}, \quad (23)$$

где n_o — количество атомов кислорода в окисле;
 a_o — атомный вес кислорода;
 M_o — молекулярный вес окисла.

Затем вычисляется количество граммов кислорода (p_o) и других анионов (p_a), приводимых в результатах химического анализа, в объеме породы в 1 см³ по формуле:

$$p_a = \frac{P_a \cdot d_v}{100}. \quad (24)$$

После этого определяется количество атомов каждого аниона, приходящееся на стандартный объем породы (N_{10000}^a), по формуле:

$$N_{10000}^a = \frac{p_a \cdot 10^4}{1,6602 \cdot a_a}, \quad (25)$$

где a_a — атомный вес аниона.

Далее по результатам химического анализа находится атомное количество каждого элемента (A_i) и, наконец, определяется количество атомов каждого катиона (N_{10000}^k) по формуле:

$$N_{10000}^k = A_k \cdot \frac{\Sigma N_{10000}^a}{\Sigma A_a}, \quad (26)$$

где ΣN_{10000}^a — общее количество всех анионов породы, определенных по формуле (25);

ΣA_a — атомное количество всех анионов породы;

A_k — атомное количество катиона.

Второй метод В. Г. Боголепова (1962) является шагом вперед в развитии методики пересчета химических анализов с целью изучения метасоматических пород. Расчет по этому методу достаточно сложен. Те же результаты могут быть получены значительно быстрее и проще (Казицын, 1962; Рудник, 1962, 1966₁).

Комбинированный объемный метод И. А. Ефимова (1963) предусматривает нахождение количества атомов в объеме 16 630 Å³ из объемного веса пород (d_v) и весового процентного содержания окислов (P_o) или элементов (P_i).

Вначале вычисляется вес катионов и анионов (кроме кислорода) каждого элемента i (p_i) в объеме 100 см³ породы по формуле:

$$p_i = d \cdot P \cdot K, \quad (27)$$

$$\text{где } K = \frac{a_i \cdot n_i}{M_o};$$

здесь a_i — атомный вес элемента i ;
 n_i — количество атомов элемента i в его окисле;
 M_o — молекулярный вес окисла с элементом i .

Затем находится число атомов (N_x^i) каждого катиона и аниона (кроме кислорода) в объеме x по формуле:

$$N_x^i = p_i \cdot \frac{100}{a_i}. \quad (28)$$

После этого суммированием весовых содержаний всех катионов рассчитывают их вес в 100 см³ породы (Σp_k), а затем путем аналогичных вычислений — вес анионов (кроме кислорода) $\Sigma p(a-o)$. Вычитанием полученных весовых содержаний катионов и анионов из веса 100 см³ породы определяется вес атомов кислорода, присутствующих в породе (p_o):

$$p_o = 100 \cdot d - [\Sigma p_k + \Sigma p(a-o)]. \quad (29a)$$

Путем деления весового содержания кислорода (p_o) на его атомный вес (a_o) и умножением на 100 находится количество атомов кислорода в объеме x породы (N_x^o):

$$N_x^o = p_o \cdot \frac{100}{a_o}. \quad (29b)$$

Значение величины x И. А. Ефимов определяет по формуле:

$$x = 100x_1; \quad x_1 = 100 \cdot \frac{\bar{N}}{6,02 \cdot 10^{23}} \cdot \frac{100 \text{ см}^3}{\bar{N}} = 16630 \text{ Å}^3, \quad (29b)$$

где \bar{N} — число грамм-атомов элемента i , численно равно $0,01 \cdot [\bar{N}_x^i + N_x^a + N_x^o]$;

$6,02 \cdot 10^{23}$ — число Авогадро;

$\frac{100 \text{ см}^3}{\bar{N}_{z.am}} = \frac{10^{26} \text{ Å}^3}{\bar{N}_{z.am}}$ — объем в Å³, приходящийся на 1 грамм-атом вещества;

$\bar{N}_{z.am} \cdot \frac{10^{26} \text{ Å}^3}{\bar{N}_{z.am}}$ — объем в Å³, приходящийся на \bar{N} грамм-атомов вещества.

Таким образом устанавливается объем, которому соответствуют численные значения величин N_x^i и N_x^o в формулах (28) и (29б).

Метод И. А. Ефимова дает истинные значения содержания атомов элементов в стандартной единице объема породы. Но техника расчета по этому методу достаточно сложна. К тому же в выводе формул в методе И. А. Ефимова имеется явное несоответ-

ствие размерности их левых и правых частей: в формулах (28) и (29б) имеем $N_x^i = p_i \cdot \frac{100}{a_i} \cdot \frac{1}{\text{см}^3}$, в то время как N_x^i — безразмерная величина; в формуле (29в) x выражено в Å^3 , а правая часть формулы имеет размерность $\frac{\text{г} \cdot \text{см}^3}{\text{моль}^{-1} \cdot \text{г}} = \text{Å}^3 \cdot \text{моль}$. Наконец, величину объема $x = 16\,630$ следовало бы заменить величиной $x = 16\,600$ (так как x варьирует от 16 597, 785 до 16 598, 887).

ВОЗМОЖНОСТИ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗЛИЧНЫХ МЕТОДОВ ПЕРЕСЧЕТА

Точность получаемых при различных методах расчета цифр привноса-выноса вещества определяется, в первую очередь соблюдением при таких вычислениях закона о постоянстве геологического объема пород в ходе метасоматических замещений*. Весьма существенным при этом является учет пористости сравниваемых горных пород. Однако и при соблюдении закона равных объемов и учете различий в пористости пород достоверность выводов о характере перемещения вещества при метасоматозе в условиях изообъемного сравнения пород зависит от способа выражения содержания компонентов в сравниваемых породах (в весовых процентах окислов или атомов, в молекулярных или атомных процентах, в числах молекул или атомов). Ниже мы попытаемся дать оценку с этих точек зрения существующим методам пересчетов при исследовании продуктов метасоматических процессов.

ПОРИСТОСТЬ И СРАВНЕНИЕ ХИМИЗМА ПОРОД

Пористость пород представляет собой свободное пространство между зернами минералов (V_{Π}) и складывается из совокупности сообщающихся (открытых) и изолированных (закрытых) пор. По размеру поры делятся на сверхкапиллярные (больше 0,1 мм в поперечнике), капиллярные (0,0002—0,1 мм) и субкапиллярные (менее 0,0002 мм) (Кобранова, 1958, 1962).

Величина пористости в различных породах варьирует от долей до 7—15%, реже 25% (Наковник, 1958; Власов и Николаев, 1959; Розанов, 1961; Залеский и Короткова, 1957 и др.), но в некоторых случаях достигает даже 40% (Наковник, 1958) и 50% (Набоко, 1963). Общая пористость в осадочных породах варьирует в основном от 5 до 38% (Берч и др., 1949; Вистелиус и Романова, 1962; Кобранова, 1958 и др.), в интрузивных магматических поро-

* Под геологическим объемом понимается объем горной породы, не претерпевшей уплотнения в результате стресса и процессов метасоматической контракции.

дах и кристаллических сланцах — от долей до 2—3%, а в гранитах иногда, хотя и очень редко, до 4—5% (Дортман и др., 1964), в эффузивных и вулканогенных породах — от 2—3 до 15—25% (Дортман и др., 1964).

Учет пористости при пересчетах анализов особенно важен при изучении гидротермально измененных и оруденелых пород, так как в процессе дорудного гидротермального изменения пористость, как правило, увеличивается в 5—10 и даже в 20 и более раз (Наковник, 1958; Розанов, 1961), а с проявлением рудной минерализации, наоборот, уменьшается в несколько раз (Розанов, 1961). В настоящее время известно, что пористость значительно увеличивается — до 7—25% и даже более в процессе милонитизации (Розанов, 1961), грейзенизации* (Налетов и Безсолицын, 1947, Щерба, 1949; Холмов, 1929; Davi, 1920; Falconer, 1921; Ke-Chin-Hsu, 1943 и др.), скарнообразования (Коржинский, 1941, 1948; Розанов, 1961; Хамбрабаев, 1958; Umpleby, 1947 и др.), окварцевания, серицитизации и аргиллизации (Наковник, 1937, 1958; Butler, 1913, 1933; Peterson, Gilbert, Quisk, 1946 и др.), пропилитизации (Карякин, 1955), серпентинизации (Асинкритова, 1956), альбитизации (Розанов, 1961; Хамбрабаев, 1958), опализации (Набоко, 1963). Изучение пористости гринитизированных (в том числе микроклинизированных и альбитизированных) пород, исследуемых авторами в течение ряда лет в районах Дальнего Востока и Забайкалья (Казицын, 1963; Рудник, 1964₃, 1966₄, 1966₅, 1966₆ и др.), показывает, что она также меняется по сравнению с исходными породами и тем больше, чем больше отличаются условия образования исходных пород от условий, в которых протекали процессы гранитизации. Пористость исследованных гранитизированных пород и кварц-микроклиновых метасоматитов составляет от 1,1 до 3,0%, в одних случаях увеличиваясь, в других уменьшаясь по сравнению с пористостью исходных пород в 5—10 раз.

Таким образом, для правильного выражения химического состава исследуемых пород все расчеты должны исходить из равных объемов массы вещества этих пород без учета их пористости ($V_{\Sigma m}$), а для установления баланса вещества метасоматических процессов — из равных геометрических объемов пород, т. е. с учетом их пористости (V_g).

Следовательно, геометрический объем породы может быть выражен как

$$V_g = V_{\Sigma m} + V_{\Pi} = V_{\text{const}},$$

где $V_{\Sigma m}$ — объем массы минерального вещества породы;
 V_{Π} — объем порового пространства породы.

* Однако в ряде случаев при грейзенизации пористость уменьшается (Григорьев, 1953; Поваренных, 1954). Уменьшение пористости в 3 раза установлено и при скаполитизации (Розанов, 1961).

Однако помимо пористости, представляющей собой объем свободного пространства между зернами минералов (V_{Π}), существуют мельчайшие пустоты и в теле зерен самих минералов, весьма облегчающие передвижение вещества при метасоматических процессах замещения. Только применение тонкой физико-химической методики (получение сорбционных изотерм по методу, основанному на теории капиллярной конденсации) позволило определить размер и количество этих пустот — микро- и ультрапор ($V_{\text{мп}}$) в некоторых минералах (Овчинников и Шур, 1951; Овчинников, Шур, Елькина, 1955; Карасик, Шур и Елькина, 1953 и др.). Так, в магнетите ультра- и микропоры с «радиусом» от 0 до $500 \cdot 10^{-6}$ мм составляют от 0,83 до 1,15% от объема кристалла, а в пирите ультра- и микропоры с «радиусом» от 0 до $300 \cdot 10^{-6}$ мм — около 2,9%. Размер большинства ультра- и микропор лишь в 10—100 раз больше объема элементарной ячейки исследованных минералов. В случае использования в расчетах экспериментального значения плотности минералов ультрапористость автоматически учитывается величиной $V_{\Sigma m}$.

Как видно из изложенного, только учитывая пористость пород и исходя из постоянной величины геометрического объема сравниваемых пород, т. е. лишь методом изообъемного сравнения с учетом пористости, можно подходить к изучению закономерностей перемещения вещества в процессе метасоматического минерало- и пороодообразования. Но здесь необходимо особо остановиться еще на одном обстоятельстве. Если целью исследования является выяснение закономерностей перемещения вещества в процессе метасоматоза или реакций минералообразования в пределах одной и той же породы в результате изменения термодинамических условий, то совершенно необходимо учитывать пористость в расчетах баланса вещества (или путем введения величины объемного веса, или поправочного коэффициента за пористость). Если же целью исследований является лишь сравнение химического состава пород (особенно из различных фациальных зон), то поправка за пористость не вводится; но в этом случае нельзя и рассчитывать баланс привноса-выноса вещества. И в том, и в другом случае мы имеем соответственно изообъемно сравнимые результаты. Но конечная цель, которая ставится перед таким сравнением, обуславливает расчет химического состава породы или из ее геометрического объема (баланс вещества при метасоматозе), или из физического объема массы породы (сравнение химического состава).

Во избежание недоразумений следует еще раз подчеркнуть: «правило постоянства объемов» относится к процессам метасоматического минерало- и пороодообразования в пределах определенных сечений земной коры; на процессы диагенеза, регионального метаморфизма и большинства других геологических явлений «правило постоянства объемов» не распространяется, но сравнение

состава пород на равные объемы массы их вещества, т. е. без учета пористости, имеет силу и в этом случае.

Методы определения пористости горных пород. Имеется много способов определения пористости (Дортман и др., 1962), но наиболее доступные в практике геолого-минералогических исследований могут быть объединены в две группы: лабораторные и петрографические методы определения пористости.

Лабораторные методы определения общей пористости сводятся к определению величин объемного веса (плотности) абсолютно сухой породы ($d_v, \text{г/см}^3$) и удельного веса (минералогической плотности) породы ($\delta, \text{г/см}^3$) желательного из одного и того же образца (Дортман, 1962; Кобранова, 1962; Барон и др., 1962). Расчет общей пористости (Π) производится по формуле

$$\Pi = 100 \left(1 - \frac{d_v}{\delta} \right), \%, \quad (30a)$$

тогда поправочный коэффициент на общую пористость (K_{Π}) будет находиться с помощью следующего выражения:

$$K_{\Pi} = \frac{d_v}{\delta}. \quad (30б)$$

Если ошибка определения удельного веса $\pm 0,01$, а объемного $\pm 0,02$, то пористость может быть вычислена с ошибкой, не превышающей 1%.

Перед определением величины объемного веса (d_v) образцы следует просушить в термостате при 110°C для удаления гигроскопической воды, присутствующей в сообщающихся порах. Удельный вес определяется из этих же образцов после их истирания. Химический анализ пород следует производить из образцов, также предварительно просушенных в термостате для удаления гигроскопической воды из сообщающихся пор. Установленное таким образом содержание H_2O^- будет соответствовать количеству воды в закрытых порах породы. Оно должно учитываться при расчете баланса вещества (вместе с «прямой» водой), а также при расчете реакций (отдельно от H_2O^+).

Существует мнение, что пористость пород, выходящих на поверхность, увеличивается (в результате процессов выщелачивания) по сравнению с пористостью пород, находящихся на глубине, поэтому для определения объемного веса и пористости пород необходимо отбирать образцы в скважинах, глубоких шурфах и других горных выработках. В этом некоторые исследователи видят недостаток методов, оперирующих с объемными весами. В связи с этим следует еще раз подчеркнуть, что изменение пористости в результате выщелачивания не так сильно сказывается на результатах пересчетов, как изменение химического состава пород в результате этого процесса, так как величина пористости до 1—2% при расчетах в принципе может вообще не учитываться, ибо поправка на такую пористость меньше или соизмерима с об-

щей погрешностью определения состава пород (см. стр. 94). Но изменение химизма пород при выщелачивании, приводящем даже только к 2-процентному увеличению пористости, не говоря уже о более значительном ее изменении, будет весьма существенным в силу избирательного выщелачивания элементов и не может не сказаться на результатах пересчета. Следовательно, основная проблема при опробовании опять-таки сводится к отбору проб из химически неизменных пород, не затронутых процессами выщелачивания, что достигается петрографическим контролем.

Общая пористость (Π), а следовательно, и поправочный коэффициент на пористость [$K_{\Pi} = (1 - 0,01 \cdot \Pi)$] могут быть также определены петрографическим путем или подобраны по аналогии с подобными по составу и генезису породами, пористость которых определена экспериментально.

В первом случае образец исследуемой породы, предназначенный для изготовления из него шлифа и уже приполированный с одной стороны, проваривается в канадском бальзаме, окрашенном нигрозином, или в бакелитовой смоле марки БСЛ-1, окрашенной радомином. Затем после застывания канадского бальзама или полного окончания процесса полимеризации бакелита полированная поверхность тщательно протирается и доводится на сукне или матовом стекле с целью полного удаления с полированной поверхности образца остатков окрашенного канадского бальзама или бакелитовой смолы. Образец наклеивается на окрашенным канадским бальзамом на предметное стекло, сошлифовывается и затем приполировывается с другой стороны обычным способом до стандартной толщины шлифа (до 0,03 мм) или несколько большей. Со стороны покровного стекла шлиф также покрывается тонким слоем подкрашенного канадского бальзама или бакелита с последующим тщательным его удалением с поверхности шлифа, после чего шлиф покрывается покровным стеклом.

На интеграционном столике или пунш-интеграторе подсчитывается площадь сечений, заполненных окрашенным канадским бальзамом или бакелитом (S_{Π}). Отношением этой площади ко всей площади исследуемого шлифа (S_0) определяется общая пористость породы (Π), на основании которой находится и поправочный коэффициент на общую пористость ($1 - 0,01 \cdot \Pi$):

$$\Pi = \frac{S_{\Pi}}{S_0} \cdot 100 \% ; \quad (30в)$$

$$K_{\Pi} = (1 - 0,01 \cdot \Pi) = \left(1 - \frac{S_{\Pi}}{S_0}\right). \quad (30г)$$

Существует метод Б. В. Залесского и О. Н. Короткова (1957), по которому петрографическим путем определяется эффективная пористость (Π_a), которая всегда меньше общей пористости.

Определение общей пористости можно проводить и по методу Г. Гашвальда и П. А. Земятченского, предназначенного в основ-

ном для сопоставления эффективной и отрицательной (замкнутой) пористости пород со сравнительно крупными поровыми пространствами. По этому методу образец размером $7 \times 7 \times 4$ см проваривается в канадском бальзаме, окрашенном нигрозином, затем шлифуется и полируется. Полированная поверхность пропитывается смесью вазелина и мела, остатки которых тщательно соскабливаются с поверхности, а полированная поверхность исследуется в отраженном свете. Сечения эффективных поровых каналов, заполненных окрашенным канадским бальзамом, кажутся черными, а несообщающиеся пустоты (отрицательная пористость), заполненные мелом, ярко выделяются своей белой окраской. Общая площадь всех пор (S_{Π}), отнесенная к общей площади породы (S_0), даст величину общей пористости ($\Pi = \frac{S_{\Pi}}{S_0} \cdot 100 \%$) и поправочного коэффициента за пористость ($K_{\Pi} = 1 - 0,01 \cdot \Pi$).

Многие из рассмотренных методов основаны на определении количественного минерального состава минеральных агрегатов под микроскопом. Во всех этих случаях необходимо учитывать наличие систематической ошибки метода количественного подсчета и аналитической ошибки, связанной с непредставительностью опробования (Глаголев, 1941, 1966; Чейз, 1963).

ОСОБЕННОСТИ ВЫРАЖЕНИЯ СОСТАВОВ В ВЕСОВЫХ ПРОЦЕНТАХ

Величина весового процентного содержания любого элемента или окисла, входящего в состав породы, показывает, сколько граммов из 100 г породы приходится на данный элемент или окисел. Сравнение между собой весовых процентов предусматривает сопоставление весовых содержаний элементов или окислов из расчета на 100 г породы. Однако больший весовой процент вещества еще не обязательно означает и большее абсолютное содержание этого вещества в данной породе.

При сопоставлении между собой 100 г породы затушевывается их петрохимическая индивидуальность, так как одно и то же количество атомов различных элементов может занимать разный объем и иметь различный вес. А это в свою очередь приводит к тому, что одному и тому же химическому анализу породы в весовых процентах соответствует большое количество пород с самым разнообразным качественным и количественным минеральным составом. Не имеется однозначности и между химическим анализом минерала в весовых процентах и типом минерала.

Чтобы избежать указанных недостатков корреляции результатов химических анализов пород, необходимо сравнивать химизм пород из расчета на одинаковый объем их массы вещества. Однако по весовым процентам в этом случае их сравнивать, как правило, нельзя потому что величина весового процентного содержания любого элемента или окисла, входящего в состав породы,

обусловлена не только абсолютным весовым содержанием данного элемента или его окисла в определенном объеме породы. Она зависит также от абсолютного весового содержания каждого другого элемента (или окисла), входящего в состав породы, т. е. от количества атомов элемента (и его атомного веса) в данном объеме породы. А величина количества атомов элемента i в свою очередь обусловлена содержанием элемента i в каждом из m минералов породы и величиной содержания каждого из этих m минералов с элементом i в породе. Таким образом, на величину весового процентного содержания каждого элемента i при изообъемном сравнении пород влияет изменение любого параметра функции содержания каждого присутствующего в породе элемента: атомный вес элемента i ; содержание каждого минерала m , в состав которого входит элемент i ; число атомов элемента i в формульной единице минерала m ; объем элементарной ячейки каждого из m минералов; число формульных единиц каждого минерала m в его элементарной ячейке.

Число независимых параметров, определяющих весовое процентное содержание окисла с элементом i , больше, чем для элемента i . Для минералов величина весового процентного содержания элемента i в расчете на постоянный объем выразится проще, чем для породы, а число независимых параметров, определяющих весовое процентное содержание элемента i при изообъемном сравнении минералов, пропорционально лишь общему количеству элементов в химическом составе минерала.

Все сказанное показывает, что, несмотря на то, что весовое процентное содержание элементов в породах и минералах выдерживается постоянным в любом объеме массы их вещества, весовые проценты содержания двух любых химических элементов в одном и том же объеме в общем случае величины несопоставимые, так как они не являются функцией только абсолютного весового содержания данного элемента i . Больше того, сравнение весовых процентных содержаний элементов и окислов различных по составу пород с объемно-весовыми процентами (весовыми процентами, приведенными к изообъемно сопоставимым величинам) элементов этих же пород показывает отсутствие строгой закономерности в соотношениях между весовыми процентами элементов и особенно окислов и объемно-весовыми процентами элементов.

Все же в отдельных частных случаях весовое процентное содержание элементов может быть использовано для изообъемного сопоставления пород. Эти частные случаи таковы:

- 1) сравнение пород очень близкого минерального состава одной и той же классификационной группы с близкими величинами удельного веса;
- 2) сопоставление микросодержания элементов в породах близкого состава, различия удельных весов которых не превышают 20—30%.

ОСОБЕННОСТИ ВЫРАЖЕНИЯ СОСТАВОВ В АТОМНЫХ ПРОЦЕНТАХ

Атомные проценты любого элемента i (F_i), входящего в состав породы или минерала, показывают, сколько атомов из 100 атомов породы или минерала приходится на данный элемент i в каком-то объеме этой породы. Атомный процент элемента i может быть выражен формулой

$$F_i = \frac{N_i^v \cdot 100\%}{\sum_{i=1}^n N_i^v} = \frac{A_i \cdot 100\%}{\sum_{i=1}^n A_i}, \quad \%, \quad (31)$$

где N_i^v — количество атомов элемента i ;
 $\sum_{i=1}^n N_i^v$ — общее количество атомов всех элементов в каком-то объеме породы или минерала;
 A_i — атомное количество элемента i ;
 $\sum_{i=1}^n A_i$ — сумма атомных количеств всех элементов в этой же породе или минерале. Атомное количество может быть найдено с помощью таблиц С. Д. Четверикова (1956) или расчетным путем по формулам (42а) и (42б), где оно умножено на 1000 для получения целых чисел.

Как и для весовых процентов окислов, больший атомный процент данного элемента i далеко не всегда отражает большее абсолютное содержание этого атома в породе или минерале сравнительно с другими породами и минералами при их изообъемном сравнении. Сопоставление же между собой 100 атомов пород и минералов без учета плотностей упаковок кристаллических решеток в минералах приводит к тому, что одному химическому составу (в атомн. %) может отвечать несколько типов как пород, так и минералов (например, андалузит — $Al_2[SiO_4]O$, силлиманит $Al_2[SiO_4]O$, дистен — $Al_2[SiO_4]O$, кварц, коэсит, тридимит, кристаллит и т. д.).

Таким образом, выражение химического состава в атомных процентах не дает однозначной связи между химическим и минеральным составом пород и химизмом и конституцией минералов. Для устранения этого недостатка следует производить сравнение химических составов пород и минералов из расчета на единый объем массы их вещества. Можно ли для этой цели использовать результаты анализов в атомных процентах?

Выражение содержания элементов в атомных процентах в отличие от весовых позволяет производить поэлементное сравнение значительно проще. Этот вывод вытекает из того, что атомное процентное содержание элемента i является функцией его абсолютного содержания атомов из расчета на какой-то любой

объем, и содержания атомов каждого другого элемента, т. е. число независимых параметров, определяющих величину атомного процента элемента i , для каждой данной породы в стандартном объеме массы ее вещества меньше, чем число независимых переменных, определяющих весовое процентное содержание этого же элемента и в этом же объеме рассматриваемой породы. Следовательно, выражение содержания элементов в атомных процентах удобнее для сравнения химизма пород в расчете на их одинаковые объемы, чем использование весовых процентов. В этом случае отклонение получаемых результатов от абсолютного содержания атомов обусловлено лишь тем, что не учитывается особенность плотнейших упаковок минералов. Но для пород, в которых качественный и количественный минеральный состав тождествен или близок, сравнение атомных процентов между собой наиболее полно отражает различие их составов. Так, если сравниваются породы одного или очень близкого состава, то различие в величине атомных процентов определяется целиком различием в содержании в них элемента i , так как общее количество элементов в сравниваемых породах — величина постоянная. Таким образом, атомное процентное содержание любого элемента i в породах одного или очень близкого минералогического состава определяется таким числом независимых параметров, которое целиком зависит от абсолютного количества атомов данного элемента i в определенном объеме массы вещества породы и не зависит или, вернее, очень мало зависит от содержания других элементов.

Значит, изообъемное сопоставление пород близкого минерального состава можно производить в атомных процентах; а получаемые величины вполне сопоставимы.

Точно также для сравнения химизма минералов в пределах одной минеральной группы соответственно с близкими V_m^0 и z_m^0 атомные проценты вполне объективно выражают химический состав и вполне коррелируемы между собой.

Тем не менее и атомные проценты в общем случае не отражают кристаллохимических особенностей минеральных составляющих пород и отдельных минералов. Так, сравнение содержаний элементов в атомных процентах и числах атомов в 1000 \AA^3 объема породы (при отсутствии в ней пор) показывает отсутствие строгой закономерности в соотношении между ними, хотя общая тенденция в их изменении при переходе от породы к породе более выдержана, чем для случая весовых процентов.

Таким образом, одному и тому же химическому анализу в атомных процентах может отвечать несколько совершенно различных по минеральному составу пород, а одинаковое атомное процентное содержание элемента в различных породах и минералах еще не свидетельствует об одинаковом количестве атомов этого элемента в пределах одного и того же объема массы вещества этих пород и минералов.

Но в двух частных случаях атомные процентные содержания могут быть использованы для целей изообъемного сопоставления пород и минералов:

1) при сравнении породы близкого минерального состава (в отличие от сравнения весовых процентных содержаний различие удельного веса таких пород не сказывается на результатах сравнения атомных процентов);

2) при сопоставлении минералов одной минеральной группы.

ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ РАЗЛИЧНЫХ МЕТОДОВ ПЕРЕСЧЕТА

Анализ существующих методов пересчета результатов химических анализов горных пород позволяет сделать следующие заключения о возможности их использования для установления привноса-выноса веществ при метасоматическом минерало- и породообразовании.

Петрохимические методы пересчета результатов химических анализов не могут быть использованы для расчета баланса вещества.

Из методов прямого сравнения может быть использован лишь метод стандартного состава, но и то лишь для исследования пород с незначительной разницей в их пористости. Выражение содержания вещества в окисной форме в весовых единицах также накладывает определенные ограничения в применении этого метода.

Из пяти методов, исходящих из объемных соотношений при реакциях метасоматического замещения, но не учитывающих пористость сравниваемых пород, три метода — методы Дж. Эллиса, Т. Барта и А. П. Егорова — могут быть использованы в некоторых частных случаях исследования процессов метасоматического минерало- и породообразования, а именно тогда, когда различие в пористости сравниваемых пород невелико. В то же время в силу различных принципов и различных величин объемов, положенных в их основу, результаты расчета по рассмотренным методам не сопоставимы между собой. Методы А. Польдерварта и В. Г. Богалепова (1958) имеют существенные недостатки и применять их не следует.

Все методы, исходящие из объемных соотношений при реакциях метасоматического замещения и учитывающие пористость пород, могут быть использованы для исследования закономерностей миграции вещества в процессе метасоматического минерало- и породообразования. Но окисно-объемный метод имеет некоторые ограничения в применении в связи с использованием окисной формы и весовых единиц в выражении содержания вещества, а расчеты по рассмотренным вариантам атомно-объемных методов требуют значительной затраты времени.

Существующие методы пересчета результатов химических анализов, не учитывающие пористость пород, могут быть использованы лишь тогда, когда различие в пористости сравниваемых пород не превышает 2% (см. стр. 94).

Проведенный анализ существующих методов сравнения состава горных пород* свидетельствует об отсутствии универсального метода, сочетающего в себе достоинства рассмотренных систем пересчета и позволяющего решать вопросы сопоставления химического и минерального составов пород, намечать их классификационные признаки, устанавливать баланс вещества, вскрывать механизм метасоматического замещения и выявлять энергетику процессов и направленность метасоматических реакций. В то же время задачи углубленного изучения и термодинамического анализа метасоматических образований и, в частности, окологорудных пород требуют разработки рационального комплекса методов сравнения химического и минерального состава пород самого разнообразного генезиса, учета баланса вещества и энергии метасоматических процессов. Об актуальности этой проблемы свидетельствует также и большое число частных публикаций, посвященных разработке различных методов пересчета химических анализов метасоматических и иных пород.

* Кроме рассмотренных методов, предложены также атомно-объемные методы пересчета А. С. Сахаровым (1959) и Е. В. Мельниченко (1961, 1964). Метод А. С. Сахарова, будучи принципиально верным, сложен для использования, а метод Е. В. Мельниченко повторяет ранее предложенные способы пересчета.

III. Вопросы точности учета баланса вещества и источники ошибок при его определении

При изучении химизма метасоматических процессов, сопряженном не только с кропотливым и трудоемким сбором часто уникальных проб, но также с производством дорогостоящих аналитических определений и довольно сложных расчетов, особенно остро ощущается необходимость строгого учета всей суммы ошибок, которые входят в окончательный итог определения перемещения вещества. Недооценка этого обстоятельства может свести на нет все усилия исследователя или даже привести его к неправильным выводам. Поэтому выявление источников этих ошибок и разработка способов их количественного учета являются непременным условием изучения метасоматитов. Казалось бы, этот вопрос, имея много общего с проблемой определения химизма горных пород вообще, должен быть освещен в специальных руководствах по петрохимическим пересчетам. Однако ни в существующих руководствах, ни в специальных работах он не рассмотрен во всей его полноте, хотя отдельные усилия в этом направлении и предпринимались (Fairbairn, 1951, 1953; Чейз, 1963).

В результате даже в обобщающих работах по химизму горных пород отсутствуют указания о том, какова достоверность тех средних цифр состава пород, или петрохимических характеристик, с которыми сравниваются результаты конкретных исследований, каковы источники неточности определения состава, какова абсолютная и относительная величина ошибок для каждого пороодообразующего окисла и каковы методы их устранения.

СУММАРНАЯ ОШИБКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ БАЛАНСА ВЕЩЕСТВА ПРИ МЕТАСОМАТОЗЕ

При изучении состава горных пород исследователь осуществляет целый ряд операций от отбора проб и их подготовки для анализа до количественного определения содержания в них пороодо-

образующих окислов или минеральных фаз. Большая вероятность возникновения ошибок имеется в том случае, когда при определении количественного эффекта перемещения вещества мы вынуждены сопоставлять химизм в различной степени измененных пород по небольшим обычно пробам, взятым из разных точек часто протяженных разрезов, и учитывать при этом еще и пористость пород.

Определение перемещения вещества при метасоматических преобразованиях складывается из следующего ряда элементарных операций:

- 1) отбора пробы неизменной породы;
- 2) отбора пробы измененной породы;
- 3) подготовки проб для анализа (дробление и растирание в случае химического анализа или изготовления шлифов в случае количественного минералогического анализа);
- 4) производства количественного анализа состава породы и связанных с ним расчетов;
- 5) определения объемного веса исходной и измененной породы;
- 6) расчета содержания вещества в элементарном объеме и учета его перемещения.

В ходе выполнения каждой из этих операций вносятся свои погрешности, которые дают суммарную ошибку. Так при отборе проб для изучения метасоматитов обычно принимается, что состав и пористость первичной породы до изменения ее были идентичны во всех точках изучаемого разреза (*A, B, C* и т. д.). Излишне пояснять, что это не так, и даже для наиболее равномернозернистых и однородных пород состав и пористость изменяются от точки к точке; изменяются в каких-то, пусть даже незначительных, пределах, и эти изменения тем больше, чем значительнее расстояние между точками. Естественно, что выборочный характер каждой конкретной пробы относительно изучаемого объема породы порождает ошибку на дисперсию состава, свойственную данному массиву или его части. Эта ошибка органически входит в наши наблюдения и мы не можем ее избежать, сколько бы проб мы ни брали. Ошибку на дисперсию состава в соответствии с применяемой в теории вероятности символикой (Крамер, 1948; Яковлев, 1950; Налимов, 1960 и др.) обозначим σ_c . Истинную величину этой ошибки мы не можем определить в каждом конкретном случае, но оценить ее величину можно, если определить состав в ряде точек, не внося при этом других ошибок.

При отборе проб возможно возникновение и другой ошибки — ошибки на непредставительность пробы (σ_s). Действительно, если вес взятой пробы недостаточно велик, а зернистость породы и, следовательно, распределение компонентов неравномерно, то проба слишком малого веса не будет отражать состава породы в данной точке. Эта ошибка, естественно, будет прямо пропорциональна на зернистости породы.

Причины этой ошибки, ее природа и относительная величина достаточно полно рассматриваются в руководствах по опробованию месторождений (Иванов, 1962, 1963). Эта ошибка сравнительно просто устраняется, если брать достаточно большие пробы в соответствии с одной из формул опробования, например формулой А. Ф. Ли.

При подготовке проб для анализа вносится еще ряд ошибок, зависящих от метода приготовления проб, — обычно от загрязнения пробы в процессе ее дробления и истирания или выкашивания минералов при шлифовании в случае определения количественного минералогического состава путем подсчета в шлифах.

Загрязнение пробы при дроблении и истирании может происходить как за счет вещества предыдущих проб, неполностью удаленного из дробильного агрегата, так и за счет материала самого дробильного устройства. Посторонней примесью, вносимой при механическом и особенно ручном дроблении проб, является обычно металлическое железо, от которого трудно избавиться при наличии в породе магнитных минералов.

Наконец, в ходе обработки проб может происходить изменение состава за счет окисления закисного железа и серы сульфидов, а также вследствие увеличения содержания гигроскопической воды. Суммарную ошибку на изменение состава пробы при ее обработке, включающую перечисленные частные ошибки, обозначим σ_m . Важная особенность этой ошибки заключается в том, что в случае изучения близких по физическим свойствам и по составу пород она превращается в систематическую ошибку и как таковая при расчете баланса вещества будет автоматически исключена.

Таким образом, погрешность, возникающая вследствие искажения состава пробы при ее подготовке к анализу, имеет комплексный характер и нужны специальные исследования, чтобы оценить количественную роль слагающих ее величин.

Аналитические определения состава пробы, будь то классический химический метод или один из физических (в частности, спектроскопический) или минералогических методов, также сопряжены с внесением ряда погрешностей в итоговый результат.

Ошибкам аналитического определения уделялось исследователями (петрографами, минералогами и химиками) наибольшее внимание. В части химического анализа они наиболее полно рассмотрены в работах Ферберна (Fairbairn, 1951, 1953) и Ю. Н. Книпович (1960), а в отношении количественно-минералогического — Глаголевым (1941) и Чейзом (1963).

Аналитическая ошибка определения содержания того или иного компонента, возникая на различных этапах производства анализа, также имеет комплексный характер, но для геолога, получающего от химика готовый результат анализа, имеет значение лишь величина суммарных ошибок определения каждого окисла (σ_a).

Разными авторами указываются различные допустимые колебания повторных определений (Книпович, 1960), измеряющиеся

обычно первыми десятиями для SiO₂ и Al₂O₃ и первыми сотыми долями процента для других окислов.

Реальная величина этой ошибки индивидуальна для каждой лаборатории и каждого аналитика и может быть рассчитана на основании повторных анализов одной и той же пробы.

Таким образом, суммарная ошибка определения состава породы (σ_A) равна:

$$\sigma_A^2 = \sigma_c^2 + \sigma_s^2 + \sigma_m^2 + \sigma_a^2 \quad (32)$$

Поскольку в расчеты перемещения вещества при метасоматозе входит в качестве множителя объемный вес породы (d_v), который может быть найден тоже с какой-то ограниченной точностью, необходимо учесть и те ошибки, которые возникают при его определении.

Суммарная ошибка определения объемного веса (σ_v) складывается, подобно ошибке определения состава, из нескольких составляющих: ошибки на дисперсию объемного веса (σ_d), ошибки на представительность образца (σ_q) и суммарной ошибки «взвешивания» (σ_p). Следовательно,

$$\sigma_v^2 = \sigma_d^2 + \sigma_q^2 + \sigma_p^2 \quad (33)$$

Следует заметить, что если σ_d и σ_q по природе своей аналогичны соответствующим ошибкам определения состава, то σ_p имеет комплексный характер, включая в себя все погрешности методического порядка.

При определении d_v путем взвешивания в воздухе и в воде возможны ошибки на разную увлажненность образцов, на заполнение пор водой в процессе взвешивания, на избирательное выкрашивание в воде минеральных частиц образца и, наконец, на инструментальную ошибку взвешивания.

РАСЧЕТ ОРИЕНТИРОВОЧНЫХ ЗНАЧЕНИЙ ОШИБОК ОПРЕДЕЛЕНИЯ СОСТАВА ПОРОД

Рассмотрение равенства (32) показывает, что количественное определение частных ошибок сопряжено со значительными трудностями, так как для нахождения одной из них необходимо исключить все остальные. Такие условия создать практически невозможно, но учитывая, что абсолютные значения частных ошибок нужны лишь для определения их относительной роли в общей ошибке, можно ограничиться приближенной оценкой. Абсолютные же величины σ_A и σ_v проще определить не путем суммирования частных ошибок, а непосредственно из сопоставления серии анализов пород одного разреза, соизмеримого с изучаемыми разрезами измененных пород.

Ошибка аналитического определения * σ_a . Она может быть сравнительно просто найдена из результатов повторных анализов одной и той же пробы. Такая работа с пробами гранита (g-1) и диабаза (W-1), как известно, была проведена Ферберном (Fairbairn, 1953). Нами эта ошибка рассчитана на основе анализов пробы гранита, выполненных в лаборатории ВСЕГЕИ с учетом данных других лабораторий (табл. 13, 14). Поскольку в основу расчета нами положены наряду с единичными анализами ВСЕГЕИ также усредненные величины 33 анализов Геологической службы и других лабораторий США, полученные величины ошибок следует считать несколько заниженными. Однако сравнение их со значениями, приведенными в работе Ферберна, показывают хорошую сходимость тех и других (табл. 15, 16).

Величины стандартных ошибок σ_x составляют десятые доли абсолютного процента для SiO₂ и Al₂O₃ и сотые доли для других окислов, входящих в состав гранита и диабаза. Для доверительного интервала 95% вероятное отклонение, превышая стандартное отклонение в 1,96 раза, остается на уровне десятых и сотых долей абсолютных процентов. Эти величины и следует рассматривать

Таблица 13

Расчет величины аналитической ошибки определения SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, FeO, MnO в граните g-I*

	SiO ₂			TiO ₂			Al ₂ O ₃		
	%	$x_i - \bar{x}$	Δ^2	%	$x_i - \bar{x}$	Δ^2	%	$x_i - \bar{x}$	Δ^2
ВСЕГЕИ	72,34	-0,03	0,001	0,25	-0,01	0,00	14,45	+0,08	0,006
ВСЕГЕИ	72,30	-0,07	0,005	0,26	0,00	0,00	14,46	+0,09	0,008
ВСЕГЕИ	He	—	—	He	—	—	14,36	-0,01	0,00
опр.				опр.					
Геол. упр. США	72,64	+0,27	0,079	0,25	0,01	0,00	14,13	-0,24	0,058
24 лабор. США	72,22	-0,15	0,022	0,26	0,00	0,00	14,44	+0,07	0,005
и др.									
$\Sigma \bar{x}, \Sigma \Delta^2$	289,59	—	0,107	1,02	—	0,0002	71,84	—	0,077
\bar{x}	72,37	—	—	0,26	—	—	14,37	—	—
S			0,19			0,008			0,14
δ_x			0,10			0,004			0,06
δ_x^{95}			0,20			0,01			0,12
$\delta_x^{95} \% \bar{x}$			0,3			3,0			0,8
$E = \delta_x \% \bar{x}$			0,1			1,5			0,4

* Здесь мы рассматриваем только ошибки химического анализа горных пород, так как вопрос об ошибках количественно-минералогического анализа рассмотрен в специальном руководстве Чейза (1963).

	Fe ₂ O ₃			FeO			MnO		
	%	$x_i - \bar{x}$	Δ^2	%	$x_i - \bar{x}$	Δ^2	%	$x_i - \bar{x}$	Δ^2
ВСЕГЕИ	0,94	+0,03	0,001	1,00	-0,01	0,00	0,02	-0,01	0,00
ВСЕГЕИ	0,90	-0,01	0,00	0,98	-0,03	0,001	0,02	-0,01	0,00
ВСЕГЕИ	He	—	—	He	—	—	He	—	—
Геол. упр. США	0,85	-0,05	0,003	1,05	+0,05	0,003	0,03	0,00	0,00
24 лабор. США	0,94	+0,03	0,001	1,00	-0,01	0,00	0,03	0,00	0,00
и др.									
$\Sigma \bar{x}, \Sigma \Delta^2$	3,64	—	0,005	4,04	—	0,004	0,10	—	0,0002
\bar{x}	0,91	—	—	1,01	—	—	0,03	—	—
S			0,05			0,03			0,008
δ_x			0,03			0,02			0,004
δ_x^{95}			0,06			0,04			0,01
$\delta_x^{95} \% \bar{x}$			6,5			3,9			26,0
$E = \delta_x \% \bar{x}$			3,3			2,0			13,3

* По результатам анализов, выполненных М. М. Стукаловой, Л. Г. Каменцевой, С. В. Потаповой в лаборатории ВСЕГЕИ и в других лабораториях (Книпович, 1960).

Таблица 14

Расчет величины аналитической ошибки определения содержаний MgO, CaO, Na₂O, K₂O, H₂O, P₂O₅ в граните (g-1)

	MgO			CaO			Na ₂ O		
	%	$x_i - \bar{x}$	Δ^2	%	$x_i - \bar{x}$	Δ^2	%	$x_i - \bar{x}$	Δ^2
ВСЕГЕИ	0,38	-0,03	0,001	1,40	-0,01	0,000	3,20	-0,6	0,004
ВСЕГЕИ	0,36	-0,05	0,003	1,46	+0,05	0,003	3,14	-0,12	0,014
ВСЕГЕИ	0,43	+0,05	0,003	1,45	+0,04	0,002	3,26	0,00	0,00
Геол. упр. США	0,44	+0,03	0,001	1,34	-0,07	0,005	3,43	+0,17	0,02
24 лабор. США	0,39	-0,02	0,001	1,42	+0,01	0,000	3,26	0,00	0,00
и др.									
$\Sigma \bar{x}, \Sigma \Delta^2$	2,03	—	0,009	7,07	—	0,010	16,29	—	0,038
\bar{x}	0,41	—	—	1,41	—	—	3,26	—	—
S			0,05			0,06			0,10
δ_x			0,02			0,03			0,05
δ_x^{95}			0,04			0,06			0,1
$\delta_x^{95} \% \bar{x}$			9,6			4,1			2,9
$E = \delta_x \% \bar{x}$			4,9			2,1			1,5

	K ₂ O			H ₂ O			P ₂ O ₅		
	%	$x_i - \bar{x}$	Δ^2	%	$x_i - \bar{x}$	Δ^2	%	$x_i - \bar{x}$	Δ^2
ВСЕГЕИ	5,70	+0,11	0,012	0,30	-0,03	0,001	0,05	0,02	0,00
ВСЕГЕИ	5,72	+0,13	0,017	0,32	-0,01	0,000	0,05	0,02	0,000
ВСЕГЕИ	5,58	-0,01	0,000	0,34	+0,01	0,000	0,04	0,03	0,001
Геол. упр. США	5,43	-0,16	0,026	0,31	-0,02	0,001	0,10	0,03	0,001
24 лабор. США	5,51	-0,08	0,006	0,37	+0,04	0,001	0,10	0,03	0,001
и др.									
$\Sigma \bar{x}, \Sigma \Delta^2$	27,94	—	0,061	1,64	—	0,003	0,34	—	0,004
\bar{x}	5,59	—	—	0,33	—	—	0,07	—	—
S			0,12			0,03			0,03
δ_x			0,05			0,01			0,01
δ_x^{95}			0,10			0,02			0,02
$\delta_x^{95} \% \bar{x}$			1,8			5,9			28,0
$E = \delta_x \% \bar{x}$			0,9			3,0			14,3

Таблица 15

Ориентировочные величины аналитической ошибки и пределы доверительных интервалов при определении содержания породообразующих окислов гранитов (g-1)

Компоненты	С учетом данных ВСЕГЕИ				По данным Ферберна			
	σ_x	$\sigma_x \% \bar{x}$	σ_x^{95}	$\sigma_x^{95} \% \bar{x}$	S_x	E	σ_x^{95*}	$\sigma_x^{95} \% \bar{x}^*$
SiO ₂	0,10	0,1	0,20	0,3	0,07	0,1	0,14	0,2
TiO ₂	0,004	1,5	0,01	3,0	0,01	3,1	0,02	6,2
Al ₂ O ₃	0,06	0,4	0,12	0,8	0,06	0,4	0,12	0,8
Fe ₂ O ₃	0,03	3,3	0,06	6,5	0,06	7,0	0,12	13,7
FeO	0,02	2,0	0,04	3,9	0,02	2,5	0,04	5,0
MnO	0,004	13,3	0,01	26,0	0,001	5,2	0,002	10,4
MgO	0,02	4,9	0,04	9,6	0,02	5,1	0,04	10,2
CaO	0,03	2,1	0,06	4,1	0,02	1,5	0,02	3,0
Na ₂ O	0,05	1,5	0,10	2,9	0,03	1,0	0,03	2,0
K ₂ O	0,05	0,9	0,10	1,8	0,07	1,3	0,07	1,6
H ₂ O	0,01	3,0	0,02	5,9	0,015	4,0	0,015	8,0
P ₂ O ₅	0,01	14,3	0,02	28,0	0,01	7,5	0,01	15,0

$S_x = \sigma_x$ — стандартная ошибка, $E = \frac{S_x}{\bar{x}}$, % — относительная ошибка в обозначении американских авторов.

* Ошибки, рассчитанные авторами.

Таблица 16

Ориентировочные величины аналитической ошибки и пределов доверительных интервалов при определении породообразующих окислов в диабазе (W-1) по данным Ферберна (Fairbairn, 1953)

Компоненты	S_x	E	$\frac{95}{\sigma_x}$	$\frac{95}{\sigma_x} \% \bar{x}$	Компоненты	S_x	E	$\frac{95}{\sigma_x}$	$\frac{95}{\sigma_x} \% \bar{x}$
SiO ₂	0,06	0,1	0,12	0,2	MgO	0,05	0,7	0,10	1,4
TiO ₂	0,03	2,4	0,06	4,7	CaO	0,03	0,3	0,06	0,6
Al ₂ O ₃	0,09	0,6	0,18	1,2	Na ₂ O	0,03	1,6	0,06	3,1
Fe ₂ O ₃	0,08	5,5	0,16	10,8	K ₂ O	0,03	4,1	0,06	8,0
FeO	0,07	0,9	0,14	1,8	H ₂ O	0,03	5,7	0,06	11,2
MnO	0,006	3,7	0,012	7,3	P ₂ O ₅	0,01	6,0	0,02	11,8

как наиболее вероятные погрешности химико-аналитического определения.

Ошибка на загрязнение проб и изменение их состава при растирании — σ_m . Специальные исследования по определению порядка величины этой ошибки в литературе отсутствуют, однако указывается (Гиллебранд и др., 1957), что при длительном истирании загрязнение кремнеземом может составить 1% от веса пробы и даже более в случае повышенной твердости образца. При истирании в яшмовых или фарфоровых ступках наряду с кремнеземом может быть внесено и заметное количество глинозема.

Исследования в Лаборатории докембрия АН СССР (Книпович, 1960) показывают, что загрязнение кремнеземом может достигать 1% при растирании пробы граната в агатовой ступке и даже 3—4% при использовании яшмовой ступки. Эти данные свидетельствуют о том, что ошибка на загрязнение пробы материалом ступки пропорциональна твердости и хрупкости истираемого вещества. Если принять, что при отношении твердости пробы к твердости ступки, равном 0,4—0,5, натирания вещества ступки практически не происходит, и учесть приведенные выше данные о загрязнении пробы граната, то можно построить кривую, дающую ориентировочное представление о возможной величине σ_m для кремнезема (рис. 4). Ощутимое значение этой ошибки будет и для Al₂O₃ особенно при истирании в фарфоровой ступке, а также для железа при дроблении в железной или чугунной ступке. Для остальных породообразующих компонентов величина σ_m практически равна нулю.

Для суждения о количественной роли в отношении величины окисления железа и серы и изменения содержания воды экспериментальные данные отсутствуют.

Ошибка на представительность пробы — σ_s . Из теории опробования сыпучих веществ и, в частности, россыпей (Ли, 1948) известно, что степень сокращения пробы шлиха зависит от содержания в нем определяемого минерала, крупности зерен, удельного веса определяемого минерала и погрешности анализа. Все эти

факторы учитываются, если при опробовании руководствоваться соотношением $q=35 \cdot d^2$, где q — вес пробы в г, d — наибольший диаметр пробы в мм. Следовательно, ошибку на представительность пробы можно исключить, если при изучении измененных пород брать соответствующее количество материала. Так, для среднезернистого гранита или развивающегося по нему метасоматита с размером зерен 3—4 мм необходимо брать штучную пробу весом 300—500 г.

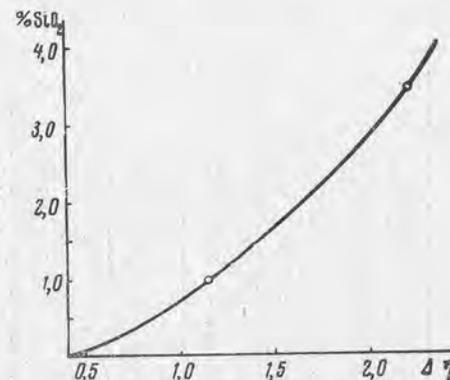


Рис. 4. Зависимость ошибки на загрязнение проб при растирании (δ_m для SiO₂) от соотношения твердости минерала и ступы ($\Delta\eta$)

Ошибка на дисперсию состава — σ_c . В отличие от других составляющих общей ошибки (σ_A) ошибка на дисперсию состава породы в пределах изучаемого объекта σ_c представляет наибольшие трудности для ее количественной оценки. Действительно, чтобы ее определить, мы должны проанализировать серию проб из разных точек нашего объекта, исключив при этом все прочие ошибки. Как было показано выше, мы можем сравнительно просто исключить σ_s и так или иначе свести к минимуму σ_m , но избавиться от погрешности аналитического определения σ_a мы не можем. Следовательно, единственный путь определений σ_c — это найти σ_A для среднего из серий проб пород одного массива и вычесть затем σ_a , найденную по повторным анализам одной пробы в той же лаборатории.

В качестве основы для вычисления величины σ_A нами взяты 10 анализов амфибол-биотитового гранита* из разных точек двух сближенных массивов мезозойских гранитоидов Забайкалья (Сырыгинский и Амананский массивы). Общая площадь выходов гранитов составляет сотни квадратных километров, точки взятия представительных проб (обычно свыше 1 кг) удалены друг от друга на 10 км и более. Учитывая, что при исследовании метасоматитов и особенно околорудных пород протяженность разрезов

* Ошибка для среднего из серии в 10 проб, а не ошибка единичного анализа вычислена потому, что в практике петрохимических сопоставлений сравниваются, как правило, средние для серий проб примерно такой численности.

редко достигает первых километров, полученные значения следует считать верхним пределом ошибки дисперсии состава однородных пород.

Обработка указанных 10 анализов с помощью метода математической статистики (табл. 17) позволяет установить, что частные

Таблица 17

Расчет величины суммарной ошибки определения содержания некоторых породообразующих окислов амфибол-биотитовых гранитов амананского комплекса Забайкалья

	SiO ₂			TiO ₂			Al ₂ O ₃		
	P	$x_i - \bar{x}$	Δ^2	P	$x_i - \bar{x}$	Δ^2	P	$x_i - \bar{x}$	Δ^2
П-542	69,57	-0,12	0,014	0,25	-0,09	0,08	16,50	+1,24	1,54
П-544	68,84	-0,61	0,37	0,28	-0,06	0,04	15,27	+0,01	0,00
П-11	69,42	-0,03	0,01	0,38	+0,04	0,02	15,13	-0,13	0,02
183-5	70,85	+1,40	2,69	0,36	+0,02	0,00	14,91	-0,34	0,12
П-373	68,74	-0,71	0,51	0,32	-0,02	0,00	15,51	+0,25	0,07
Е-1312	69,00	-0,45	0,20	0,34	0,00	0,00	15,69	+0,43	0,19
П-421	68,60	-0,85	0,72	0,58	+0,24	0,06	14,80	-0,46	0,21
К-683	71,28	+1,83	3,34	0,24	-0,10	0,01	14,69	-0,57	0,34
В-240	69,28	-0,17	0,03	0,34	0,00	0,00	14,88	-0,38	0,14
К-2385	68,94	-0,51	0,26	0,34	0,00	0,00	15,26	-0,00	0,00
\bar{x}	69,45	—	—	0,34	—	—	15,26	—	—
$\Sigma x_i, \Sigma \Delta^2$	649,52	—	8,14	3,44	—	0,21	152,64	—	2,63
S	—	—	0,87	—	—	0,14	—	—	0,54
c	1,3	—	—	41,0	—	—	3,5	—	—
$\sigma_{\bar{x}}$	—	—	0,28	—	—	0,04	—	—	0,17
E	0,4	—	—	11,7	—	—	1,1	—	—
σ_s	—	—	0,20	—	—	0,03	—	—	0,13
σ_x^{95}	—	—	0,54	—	—	0,08	—	—	0,33
$\sigma_x^{95} \% \bar{x}$	—	—	0,78	—	—	23,6	—	—	2,2

значения содержаний окислов для серий проб достаточно близки к генеральным средним арифметическим, о чем свидетельствуют величины квадратичной ошибки и выборочной дисперсии.

Величины стандартных отклонений $\sigma_{\bar{x}}$ и доверительных интервалов для 95% вероятности обычно лишь в 2—3 раза превосходят соответствующие величины ошибки аналитического определения для таких компонентов, как SiO₂, Al₂O₃, Na₂O, K₂O, P₂O₅ и в 4—7 раз для Fe₂O₃, FeO, MgO, CaO.

Если учесть сказанное выше о том, что найденные нами величины стандартных отклонений аналитического определения несколько занижены, а величины $\sigma_{\bar{x}}$ для рассматриваемых 10 проб гранита завышены против истинных, то разница между теми и другими цифрами окажется еще меньше. Не исключено, что для

ряда компонентов однородного гранита величина ошибки на вариацию состава соизмерима с ошибкой аналитического определения или даже меньше ее.

Величины (σ_c) ошибки на вариацию состава для породообразующих окислов амфибол-биотитовых гранитов амананского комплекса ($\sigma_c^2 = \sigma_A^2 - \sigma_a^2$) приведены в четвертой колонке табл. 18,

Таблица 18

Верхний предел ошибок на вариацию состава амфибол-биотитовых гранитов амананского комплекса

Компоненты	σ_a	σ_A	σ_c	Компоненты	σ_a	σ_A	σ_c
SiO ₂	0,10	0,28	0,24	MgO	0,02	0,12	0,12
TiO ₂	0,004	0,04	0,04	CaO	0,03	0,12	0,12
Al ₂ O ₃	0,06	0,17	0,16	Na ₂ O	0,05	0,08	0,06
Fe ₂ O ₃	0,03	0,14	0,14	K ₂ O	0,05	0,13	0,12
FeO	0,02	0,17	0,17	H ₂ O+	0,01	0,08	0,08
MnO	0,004	0,01	0,009	P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,00

в третьей колонке которой указаны σ_A и во второй σ_a . Для практического использования этой таблицы величины σ_c (при изучении метасоматитов в однородных гранитах и в относительно не протяженных разрезах) следует уменьшить в 1,5—2 раза, а величины σ_a (при выполнении анализов в рядовой лаборатории) увеличить в 1,5—2 раза.

Расчет ориентировочных значений ошибок определения объемного веса пород. Суммарная ошибка на неточность взвешивания складывается из ошибок самого метода и инструментальных ошибок.

Инструментальная ошибка может быть найдена как погрешность воспроизводимости при многократном определении объемного веса одного и того же образца. Ею будут учтены: неточность взвешивания в воздухе и воде и избирательное выкрашивание минеральных зерен в рыхлых породах. Для оценки ее величины производилось пятикратное определение объемного веса хлоритизированного гранита, сложенного достаточно рыхлым агрегатом измененных минералов. Величина ошибки (стандартное отклонение) даже для весьма узкого интервала вероятности 99,7% составляет лишь 0,003, т. е. лежит за пределами необходимой точности определения (табл. 19).

Вторая составляющая ошибки взвешивания — ошибка метода или ошибка на частичное пропитывание водой образца, если определение d_v производится путем гидростатического взвешивания в воде сухих образцов. Ее можно исключить, осуществляя предварительное пропитывание испытуемого образца водой, а потерю веса определять по разнице между весом насыщенного водой образца в воздухе и в воде. Однако при этом будет вноситься новая ошибка на вес поверхностного слоя воды, имеющая противополо-

Таблица 19

Расчет ошибки определений объемного веса за счет неточности взвешивания (обр. К-3216)

p_1	p_2	$d_v = \bar{x}_i$	$d_v = \bar{x}$	$x_i - \bar{x}$	$(x_i - \bar{x})^2$	
69,450	42,290	2,557	—	+0,001	$1 \cdot 10^{-6}$	$S^2 = 4 \cdot 10^{-6}$
69,435	42,290	2,558	—	+0,002	$4 \cdot 10^{-6}$	$S = 0,002$
69,530	42,300	2,553	2,556	-0,003	$9 \cdot 10^{-6}$	$\sigma_x = 0,0009$
69,470	42,295	2,556	—	0,000	0,000	$\sigma_x^{99,7} = 0,003$
69,450	42,290	2,557	—	+0,001	$1 \cdot 10^{-6}$	$\sigma_x \% \bar{x} = 0,04\%$
					$\Sigma 15 \cdot 10^{-6}$	$\sigma_x^{99,7} \% \bar{x} = 0,12\%$

ложный знак и обычно меньшая, чем ошибка на частичное пропитывание водой образца. Действительно, если обозначим: p_1 — вес образца в воздухе; p_2 — вес образца в воде в момент погружения; p_3 — вес в воде образца, насыщенного водой; p_4 — вес в

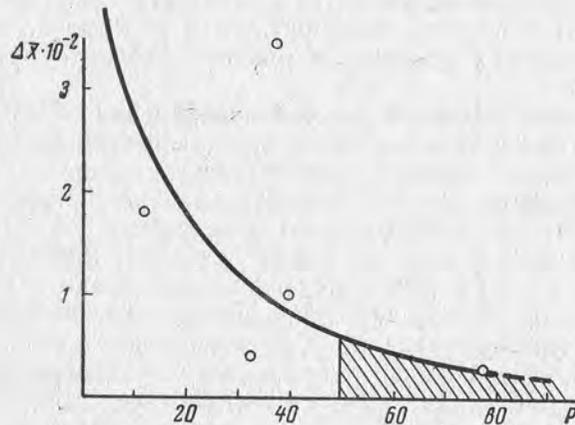


Рис. 5. Изменение отклонения частных значений d_v от среднего в зависимости от веса образца

воздухе образца, насыщенного водой, и примем во внимание, что найденная величина p_2 всегда будет несколько больше истинной (так как часть пор заполнится водой, как бы быстро мы не осуществили взвешивание), а величина p_4 также будет несколько больше истинной (так как практически невозможно удалить с поверхности образца всю «лишнюю» воду), то получим:

$$\frac{p_1}{p_1 - p_2} \geq d_v \geq \frac{p_1}{p_4 - p_3} \quad (34)$$

В тех случаях, когда породы сравнительно мало пористы, можно ограничиться получением величин p_1 и p_2 , стремясь взвешивать образцы в воде в момент погружения. Для получения более точного результата следует предварительно насыщать образцы водой и определять p_1, p_3, p_4 . В том случае, если образцы в воде разбухают, рекомендуется производить взвешивание в керосине, вводя соответствующую поправку на его удельный вес.

В практической работе удобно, совместив эти два метода, объемный вес определять как среднее из двух:

$$d_v^I = \frac{p_1}{p_1 - p_2} \quad \text{и} \quad d_v^{II} = \frac{p_1}{p_4 - p_3} \quad (35)$$

Для этого следует сухой образец взвесить в воздухе (p_1), затем в воде (p_2) в момент погружения, затем в воде (p_3) при установленном весе и в воздухе после извлечения из воды (p_4).

Ошибка на представительность образца в отношении определения объемного веса вполне аналогична таковой при определении состава. Опытные данные (табл. 20) свидетельствуют, что

Таблица 20

Расчет зависимости отклонения частных значений d_v от среднего при изменении веса образца гидрослюдизированного гранита (обр. 3201)

p_1	$p_1 - p_2$	d_v	$d_v^{CP} = \bar{x}$	$x_i - \bar{x}$
76,47	29,73	2,572	—	-0,003
39,70	15,21	2,565	—	-0,010
37,56	14,64	2,609	2,575	+0,034
32,15	12,50	2,571	—	-0,004
10,87	4,25	2,557	—	-0,018

при весе образца меньше 30—50 г для среднезернистых хлоритизированных пород ошибка превосходит допустимые пределы. Для обеспечения точности в пределах единицы второго знака после запятой необходимо брать образец весом 50—100 г (рис. 5).

Ошибка на вариацию объемного веса в пределах изучаемого разреза пород σ_d . В породах одного и того же массива пористость и, следовательно, объемный вес обычно изменяются в более узких пределах, чем их состав. Так, судя по данным определения объемного веса пяти образцов, взятых из разреза в 500 м по однородному гранодиориту (табл. 21), стандартное отклонение, включающее ошибки на вариацию d_v и на погрешности взвешивания при 95% вероятности, составляет 0,02 г/см³, или 0,8%, что примерно в 10 раз превышает ошибку на неточность взвешивания.

Таблица 21

Расчет величины дисперсии d_v в однородных породах массива гранодиоритов

№ обр.	d_v	$d_v^{\text{ср}} = \bar{x}$	$x_i - \bar{x}$	$(x_i - \bar{x})^2$	
729а	2,65	—	+0,02	0,0004	$S^2=0,00047$
729б	2,66	—	+0,02	0,0004	$S=0,022$
729в	2,61	2,64	-0,03	0,0009	$\sigma_x = 0,01$
477д	2,65	—	+0,01	0,0001	$\sigma_x^{95} = 0,02$
477	2,63	—	-0,01	0,0001	$\sigma_x \% \bar{x} = 0,4\%$
				$\Sigma = 0,0019$	$\sigma_x^{95} \% \bar{x} = 0,8\%$

Этой величиной, по-видимому, и ограничиваются пределы общей ошибки определения объемного веса. В лаборатории физических методов ВСЕГЕИ средняя погрешность определения величины объемного веса составляет $\pm 0,005$, т. е. около 0,2%, а при определенных условиях может быть и еще более понижена (Дортман и др., 1962). Но такая точность определения объемного веса при пересчетах вовсе не требуется, так как вероятная погрешность химического анализа для главных породообразующих окислов составляет от $\pm 0,1$ до $\pm 0,5\%$ от всего состава породы в зависимости от определенного компонента, не говоря уже о погрешностях, связанных с дисперсией состава и представительностью проб и обусловленных допущениями, лежащими в основе всех методов пересчета и сравнения состава пород.

ОБЩАЯ ОШИБКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЧИСЛА АТОМОВ В СТАНДАРТНОМ ОБЪЕМЕ

Число ионов в стандартном геометрическом объеме $1 \cdot 10^{-20} \text{ см}^3$ ($10\,000 \text{ \AA}^3$) вычисляется по формуле $N_v^i = K \cdot P_o^i \cdot d_v$, т. е. как произведение весового процента окисла на объемный вес породы с постоянным для каждого окисла коэффициентом

$$K = \frac{100 \cdot n_i}{1,66 \cdot M_o^i},$$

где M_o^i — молекулярный вес окисла с элементом i ;
 n_i — количество атомов элемента i в формуле окисла [см. формулы (47) и (48)].

Так как весовой процент содержания каждого окисла и объемный вес находятся с вполне определенной погрешностью, в число N_i^v входит ошибка произведения этих двух величин

$$N_i^v = K \cdot (P_o^i \cdot d_v) \cdot \Delta N_i^v \text{ или } N_i^v = K \cdot (P_o^i \pm \Delta P_o^i) (d_v \pm \Delta d_v).$$

Перемножая эти величины и пренебрегая за малостью величины произведением $\Delta P_o^i \cdot \Delta d_v$ получим:

$$N_i^v = K \cdot [P_o^i \cdot d_v \pm (P_o^i \Delta d_v + d_v \cdot \Delta P_o^i)]. \quad (36)$$

Так как d_v колеблется для измененных пород в достаточно ограниченных пределах (обычно от 2,5 до 3,5), а погрешность определения d_v (стандартное отклонение с интервалом 95%) равна 0,02, то:

$$N_i^v = K \cdot [P_o^i \cdot d_v \pm 0,02 \cdot P_o^i \pm 3\Delta P_o^i].$$

Приняв теперь для ΔP_o^i величины общей ошибки σ_A с вероятностью 95%, можно найти верхний предел ошибки определения числа ионов в стандартном объеме.

Величины $P_o^i \cdot \Delta d_v$; $d_v \cdot \Delta P_o^i$ и ΔN_i^v для породообразующих атомов гранита сведены в табл. 22, из которой следует, что верхний

Таблица 22

Верхний и нижний пределы величины ΔN_i^v для породообразующих окислов гранита (интервал вероятности 95%)

Элементы	$P_o^i \cdot \Delta d_v$	$d_v \cdot \Delta P_o^i$	ΔN_{imax}^v	ΔN_{imin}^v	$\Delta N_i^v \% N_i^v$
Si	1,39	1,43	2,8	0,23	0,3—3
Ti	0,007	0,21	0,2	0,01	1—20
Al	0,31	0,87	1,4	0,19	0,4—3
Fe ⁺³	0,03	0,72	0,6	0,05	6—60
Fe ⁺²	0,03	0,87	0,8	0,04	0,7—10
Mn	0,001	0,05	0,04	0,009	0,9—40
Mg	0,02	0,61	0,9	0,08	1—15
Ca	0,05	0,61	0,7	0,09	1—10
Na	0,07	0,42	1,0	0,25	1—6
K	0,08	0,66	0,9	0,17	2—8
ОН	0,01	0,42	2,9	0,02	0,1—10
О	—	—	2—3	0,3	0,1—1
P	0,002	0,05	0,04	0,005	0,05—40

предел ошибки определения N_i^v даже для SiO_2 составляет не более трех атомов на стандартный объем. Кроме того, для ОН погрешность также достигает трех атомов на ячейку, что объясняется малым молекулярным весом H_2O . Ошибка определения числа атомов О, естественно, зависит главным образом от точности определения SiO_2 , как главного носителя кислорода породы,

Значение N_{i0}^v , ΔN_i^v и $\Delta N_{iП}^v$ для стандартного гранита

Элементы	N_{i0}^v	ΔN_i^v	$\Delta N_{iП}^v$		Элементы	N_{i0}^v	ΔN_i^v	$\Delta N_{iП}^v$	
			при П=2%	при П=1%				при П=2%	при П=1%
Si	176,0	2,8	3,5	1,8	Ca	7,0	0,7	0,14	0,07
Ti	1,0	0,2	0,02	0,01	Na	17,0	1,0	0,34	0,17
Al	51,0	1,4	1,0	0,5	K	11,0	0,9	0,22	0,11
Fe ⁺³	1,0	0,6	0,02	0,01	ОН	28,0	2,9	0,56	0,28
Fe ⁺²	6,0	0,8	0,12	0,06	O	450,0	2-3,0	9,0	4,5
Mn	0,1	0,04	0,002	0,001	P	0,1	0,04	0,002	0,001
Mg	6,0	0,9	0,12	0,06					

и составляет не более двух-трех атомов на стандартный объем.

Для других атомов Fe⁺³, Fe⁺², Mg, Ca, Na, K верхний предел ошибки не превышает одного атома на ячейку.

Нижние пределы ошибки определения числа атомов в стандартном объеме $\Delta N_{i min}^v$, найденные на основе одной лишь аналитической погрешности без учета всех других ошибок, характеризуются значениями, в 10 раз меньшими по сравнению с $\Delta N_{i max}^v$ (см. табл. 22).

Следовательно, при написании равнообъемных формул гранитоидов и заместивших их метасоматитов обычно достаточно указывать целое число атомов в стандартном объеме.

Однако в случае необходимости могут указываться дробные (десятые, сотые) значения количеств атомов. Достоверность приводимых в этом случае значащих цифр должна контролироваться приведенными в табл. 22 пределами или специальными расчетами.

РАЗЛИЧИЯ В ПОРИСТОСТИ И ТОЧНОСТЬ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЧИСЛА АТОМОВ В СТАНДАРТНОМ ОБЪЕМЕ ПОРОДЫ

На основании формулы (36) можно выяснить, каким различием в пористости можно пренебречь при расчете равнообъемных формул пород. Влияние этого различия можно учесть, если приравнять ΔP нулю. Тогда имеем:

$$N_i^v = K \cdot [P_0^i d_v \pm P_0^i \Delta d_v] \text{ или } \Delta N_i^v = \pm K \cdot P_0^i \Delta d_v. \quad (36a)$$

Допустим, мы имеем исходную породу, для которой $N_{i0}^v = K \cdot P_{00}^i \cdot d_0$ и конечную, для которой $N_{ik}^v = K \cdot P_{ок}^i \cdot d_k$. Причем $P_{00}^i = P_{ок}^i$; пористость в исходной породе равна нулю ($0 = \Pi = \frac{\delta_0 - \delta_0}{\delta_0}$), а удельный вес исходной и конечной породы одинаков ($\delta_0 = \delta_k$).

Тогда различие в пористости исходной и конечной породы будет:

$$\Pi = \frac{d_0 - d_k}{d_0} \cdot 100 \text{ или } \frac{d_0 \Pi}{100} = d_0 - d_k = \Delta d_v.$$

Подставив в формулу (36a) значение Δd_v , получим $\Delta N_{iП}^v = \pm K \cdot P_{00}^i \cdot \Delta \Pi \cdot d_0$. Но учитывая, что $N_{i0}^v = K \cdot P_{00}^i \cdot d_0$, имеем:

$$\Delta N_{iП}^v = N_{i0}^v \cdot \Delta \Pi. \quad (36б)$$

В табл. 23 сведены значения N_{i0}^v , ΔN_i^v и $\Delta N_{iП}^v$ для стандартного гранита. Из этой таблицы следует, что в пределах значений $\Delta \Pi = 1-2\%$ величина ошибки определения числа атомов в стандартном геометрическом объеме ($\Delta N_{iП}^v$) в зависимости от вари-

ции пористости находится в интервале общей погрешности определения числа атомов в стандартном геометрическом объеме (ΔN_i^v) и лишь для кислорода заметно ее превосходит.

Следовательно, при расчете числа атомов в стандартном геометрическом объеме можно обоснованно пренебрегать вариацией в различии пористости сравниваемых пород в пределах 1-2%.

IV. Рациональные методы сравнения состава пород и расчета баланса вещества при метасоматозе

Рациональный комплекс методов сравнения состава пород и учета баланса вещества метасоматических процессов должен располагать возможностями для решения следующих групп вопросов:

1) установление изменения содержания главных породообразующих элементов и элементов-примесей в генетически связанных сериях пород различных метасоматических формаций; учет этого изменения должен осуществляться в абсолютных единицах массы или в числах атомов, содержащихся в определенном объеме породы как с учетом ее пористости (для установления баланса вещества), так и без нее (для сравнения химического состава пород);

2) быстрое и точное нахождение минерального субмодального состава пород по их химическому составу и наоборот; установление закономерностей соотношения объемных эффектов реакций замещения и изменения масс твердых продуктов этих реакций, являющихся основой механизма метасоматических процессов;

3) количественный учет энергетики реакций метасоматического замещения, определяющей направленность метасоматических процессов; выявление энергетических уровней генетически связанных фаций метасоматических систем.

Решение этих задач, как представляется авторам, возможно лишь на основе рационального комплекса методов, включающего в себя атомно-объемную систему пересчета, молекулярно-объемный и объемно-энергетический методы, а также молекулярно-объемную нормативную систему. Существен, кроме того, выбор правильной методики расчета реакций и установления их термодинамических особенностей на основе атомно-объемной системы.

АТОМНО-ОБЪЕМНАЯ СИСТЕМА ПЕРЕСЧЕТА

ЗАДАЧИ И ПРЕДПОСЫЛКИ АТОМНО-ОБЪЕМНОЙ СИСТЕМЫ ПЕРЕСЧЕТА

Атомно-объемная система пересчета предназначена для сравнения химизма горных пород любого генезиса и установления привноса-выноса вещества, исходя из количества атомов химиче-

ских элементов в некотором стандартном объеме. Такой способ сравнения, по мысли авторов, точнее отражает истинную природу химических реакций при метасоматическом минералообразовании и значительно упрощает реконструкцию этих реакций для процессов, идущих в условиях постоянства общего (геометрического) объема пород. Одной из задач атомно-объемной системы пересчетов является также выявление зависимости между минеральным и химическим составом пород любого состава и генезиса.

Основные положения атомно-объемной системы пересчета последовательно развиваются в серии наших работ (Казицын, 1962; Рудник, 1962, 1964₁, 1966₁₋₂ и др.). Они базируются на реальных особенностях процессов метасоматического минерало- и породообразования. Как известно, процесс метасоматического минералообразования по своей природе может быть разделен на диффузионное и реакционное замещения (Бетехтин, Генкин и др., 1958; Иванов, 1960; Бродин, 1963), а по характеру соотношений между исходными минералами и продуктами их изменения — на псевдоморфизацию и на замещение с переотложением (Григорьев, 1961).

Под псевдоморфизацией понимаются реакции замещения, приводящие к образованию твердых продуктов реакции только непосредственно на месте реакции, которая происходит между веществом минерала и воздействующим реагентом (Григорьев, 1961). По этой причине новообразования фиксируются лишь в пределах объема и формы минерала, подвергающегося псевдоморфизации.

«В противоположность псевдоморфизации при замещении с переотложением реакция идет так, что новообразований получается больше, чем может вместить объем замещаемого минерала, и твердые продукты изменения не только появляются непосредственно на месте замещения, но и откладываются после некоторого перемещения в окружении замещаемого минерала (нарастая на него, заполняя свободное пространство или вытесняя другие окружающие минералы), вследствие чего контуры первоначального минерала не сохраняются и новообразования получают объем и форму, отличные от объема и формы исходного минерала» (Григорьев, 1961).

В реальном метасоматическом минерало- и породообразовании решающее значение имеет именно процесс «замещения с переотложением». В этой связи особое значение принимает «правило равных объемов» при метасоматозе.

Это правило еще более справедливо для минеральных агрегатов, т. е. для пород и руд в условиях малых и средних глубин. В абиссальных условиях, где породы ведут себя пластично, возможны пластические деформации и перетекание вещества в процессе метасоматического породообразования, а также до и после него. В подобных случаях необходимо приведение соответствующей

щих доказательств, основанных на полевых наблюдениях, о постоянстве геологического объема пород в участках развития метасоматических процессов.

К сожалению, в истолковании правила равных объемов допускаются принципиальная ошибка. Заключается она в том, что под «постоянством объема при метасоматозе» нередко понимается «постоянство порового пространства в породах» (Irving, 1911; Poldervaart, 1953; Varth, 1955; Егоров, 1962 и др.). Н. И. Наковник (1958) пишет: «Правило равных объемов при метасоматозе не значит, что равные объемы исходной и измененной породы обязательно обладают равными поровыми пространствами. Так, не понимал это правило и сам Линдгрэн, что видно из его статьи 1918 года».

В связи с таким ошибочным истолкованием «правила равных объемов» ряд геологов указывает на то, что метасоматическое замещение часто сопровождается уменьшением объема породы (Irving, 1911; Currier, 1937; Gillerman, 1953; Poldervaart, 1953; Ames, 1961 и др.), и в связи с этим считает невозможным рассчитать действительное изменение вещества, происходящее при метасоматозе. Такие выводы, как показал Н. И. Наковник (1958), основаны или на недоразумении или на непонимании сущности «правила равных объемов». В ходе метасоматических преобразований меняется объем твердой, части породы в единице ее геометрического объема и пористость внутри этого объема, но не сама величина геометрического (общего) объема, если, конечно, порода не подвергается воздействию внешних сил, под влиянием которых может происходить уменьшение объема породы (иногда весьма значительное) за счет уменьшения ее порового пространства (Василевский, 1960₁; Глаголев, 1957; Коржинский, 1941, 1948; Наковник, 1958; Романович, 1959, 1961, 1966 и др.). Но при подобных сравнительно редких изменениях объема породы и при достаточно широко проявленных процессах экзогенного уплотнения в целом ряде случаев вполне возможно установление исходного объема породы.

В этом отношении особенно показательна работа Л. Л. Эймса «Объемные зависимости при реакциях замещения» (Ames, 1961). Рассматривая объемные зависимости при реакции замещения кальцита андрадитом и найдя, что объем граната при использовании всего СаО кальцита на 22,3% больше объема кальцита, Эймс делает вывод об увеличении объема в процессе этой реакции. В заключение Л. Л. Эймс пишет: «Хотя закон равных объемов нередко выражает соотношение объемов при замещении, реакции, ведущие к отрицательным изменениям объема, могут обусловить общее уменьшение объема». На самом же деле в этом случае мы имеем дело с «реакцией замещения с переотложением» при постоянном геологическом объеме исходного и замещившего его минерала.

Достаточно полно объемные соотношения при реакциях замещения рассмотрены авторами в некоторых ранних работах, а также в разделе, посвященном методу молекулярных объемов. Здесь рассмотрен только один случай, когда при неправильном толковании «правила равных объемов» при метасоматозе исследователи приходят к выводам, которые по существу являются ошибочными. В этом отношении показательны работы Р. Перрена и М. Рубо (Perrin, 1934, 1935, 1950; Perrin and Roubault, 1946), в которых, по мнению этих авторов, при полной гранитизации объем пород увеличивается примерно на 8%, что соответствует их линейному расширению на 2%. Основанием для этого предположения послужило то, что одно и то же число атомов в полевых шпатах занимает несколько больший объем, чем в железо-магнезиальных минералах. В силу этого, полагая, что фельдшпатизация железо-магнезиальных минералов идет атом за атомом, эти авторы и приходят к выводу об увеличении объема пород в процессе гранитизации. Однако этот вывод справедлив лишь в случае замещения полевыми шпатами исходных минералов в процессе реакций прогрессивного метаморфизма, при которых может происходить изменение геологического объема пород. В то же время общий геологический объем в процессе метасоматической и реоморфической гранитизации (Рудник, 1964₂, 1967₁₋₂ и др.) может не только увеличиваться, но даже и уменьшаться, не говоря уже о его постоянстве, даже несмотря на развитие порфириобласт полевых шпатов, замещающих и раздвигающих в процессе роста прослой гнейсов и кристаллических сланцев. Таким образом, в областях развития процессов региональной гранитизации вопрос о закономерностях объемных соотношений должен решаться путем полевых наблюдений.

Недавно Б. В. Бродин (1963) в очень интересной работе, посвященной роли диффузии при замещении минералов, подробно рассмотрел диффузионные процессы с увеличением, сохранением и уменьшением объема анионного каркаса минералов. Б. В. Бродин приходит к выводу, что в процессе диффузионного замещения объем конечных твердых продуктов реакции может быть меньше, равен или больше объема исходных минералов, т. е. к тому же выводу, что и Казницын (1958) относительно реакционного метасоматического минералообразования. Метасоматическая реакция, приводящая к таким соотношениям, может быть определена как «псевдоморфизация» или «замещение с переотложением». Установление объемного эффекта реакций метасоматического минералообразования и промежуточных продуктов реакции и их поведения позволило, исходя из «правила равных объемов при метасоматозе», выделить пять типов метасоматитов (Казницын, 1958).

Как видно, при любом рассмотрении особенностей изменения химизма горных пород при метасоматических процессах все построения и расчеты должны исходить из равных объемов пород.

Именно на этом принципе основаны все вычисления по атомно-объемной системе пересчетов. Вместе с тем постоянно наблюдающееся при метасоматозе переотложение вещества исходной породы (а часто и его перемещение) заставляет использовать некоторые особые приемы расчетов для установления химизма процесса в целом. Этим целям посвящен объемно-молекулярный метод пересчетов.

НЕКОТОРЫЕ ВСПОМОГАТЕЛЬНЫЕ ВЫЧИСЛЕНИЯ

Для выражения и сравнения химического состава горных пород первостепенное значение имеет нахождение наиболее простой и в то же время достаточно точной зависимости между содержанием в породе химических компонентов, ее определенными физическими свойствами и кристаллохимическими особенностями минералов, слагающих породу.

Химический состав породы на основании данных о ее количественном минеральном составе вычисляется следующим образом.

Объемное процентное содержание каждого минерала (ψ_m) умножается на его удельный вес (γ_m), величина которого находится согласно оптическим определениям с помощью соответствующих диаграмм (Винчелл, 1953; Трегер, 1958; Деер и др., 1963 и др.), или, исходя из состава той породы, в которой он находится, в частности, по данным П. Н. Чирвинского (1953). Таким образом, получаются относительные весовые количества каждого минерала (W_m) (табл. 24, графы 1—9). Сумма этих относительных количеств принимается за 100% и пересчитывается на весовые проценты минералов (P_m).

Далее записываются весовые содержания компонентов, в данном случае окислов, в каждом минерале породы (см. табл. 24, графы 2, 4, 6, 8), исходя из кристаллооптических свойств (Винчелл, 1953; Трегер, 1958 и др.) или минерального парагенезиса (Чирвинский, 1953; и др.). Затем перемножением весового содержания минерала в породе (P_m) на весовое содержание в нем каждого химического компонента (P) находится относительное весовое содержание этого химического компонента, приходящееся на данный минерал в исследуемой породе (см. табл. 24, графы 3, 5, 7, 9).

Суммированием полученных относительных весовых содержаний каждого химического компонента во всех содержащих его минералах получается относительное содержание этого компонента в породе (см. табл. 24, графу 10). Приняв сумму весовых содержаний химических компонентов в породе за 100%, вычисляют весовые проценты каждого из этих компонентов (см. табл. 24, графу 11). При необходимости они могут быть пересчитаны на молекулярные и атомные количества и проценты (см. табл. 24, графы 12—16).

Таблица 24

Расчет химического состава породы, исходя из ее минерального состава
(Пример взят из книги В. И. Чернова и Н. Г. Лана, 1963)

	Андезин № 32		Кварц	Роговая обманка			Биотит	Относительное количество окислов в породе	Вес. %	Молекулярные количества	Молек. %	Элементы	Атомные количества	Атомн. %
	2	3		4	5	6								
Объемн. %	46,9	—	28,0	—	14,1	—	11,0	—	—	—	—	—	—	—
Уд. вес.	2,68	—	2,65	—	3,25	—	2,96	—	—	—	—	—	—	—
Относительное весовое количество	125,8	—	74,1	—	45,7	—	32,6	—	—	—	—	—	—	—
Вес. %	45,2	—	26,5	—	16,4	—	11,9	—	—	—	—	—	—	—
SiO ₂	60,31	2726,0	100,0	2650,0	45,83	751,6	36,41	433,2	6550,0	66,1	70,6	Si	1101	23,05
TiO ₂	—	—	—	—	0,34	5,6	1,19	14,1	19,7	0,2	0,2	Ti	003	0,06
Al ₂ O ₃	25,13	1135,9	—	—	10,13	166,1	15,39	183,3	1485,3	15,1	9,5	Al	296	6,19
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	4,73	77,3	10,29	122,6	199,9	2,0	0,12	Fe ⁺³	024	0,50
FeO	—	—	—	—	10,59	173,8	11,02	131,1	304,9	3,1	0,43	Fe ⁺²	043	0,90
MnO	—	—	—	—	0,15	2,5	0,29	3,5	6,0	0,1	0,1	Mn	001	0,02
MgO	—	—	—	—	13,28	218,1	11,93	141,6	359,7	3,6	0,89	Mg	089	1,85
CaO	6,72	303,7	—	—	11,43	187,4	1,89	22,5	513,6	5,2	0,91	Ca	091	1,91
Na ₂ O	7,88	356,1	—	—	1,58	25,9	1,00	11,9	393,9	3,9	0,63	Na	126	2,64
K ₂ O	—	—	—	—	0,48	7,8	6,29	74,9	82,7	0,8	0,09	K	019	0,40
Σ	100,04	—	100,00	—	98,54	—	95,70	—	9925,7	100,0	100,00	Σ	4777	100,00

Теоретическая величина удельного веса любого минерала (γ_m в $г/см^3$) зависит от состава его элементарной ячейки и может быть рассчитана по следующей формуле:

$$\gamma'_m = 1,6602 \frac{z_m^0 \cdot M_m}{V_m^0}, \quad (37)$$

где z_m^0 — число формульных единиц минерала m в объеме его элементарной ячейки V_m^0 ;

M_m — молекулярный вес минерала m .

Объем элементарной ячейки минералов (в Å^3) находится, исходя из их параметров, по следующим формулам:

триклинная сингония

$$V_m^0 = a \cdot b \cdot c \cdot \sqrt{1 - \cos^2 \alpha - \cos^2 \gamma - \cos^2 \beta + 2 \cos \alpha \cdot \cos \gamma \cdot \cos \beta} = 2a \cdot b \cdot c \cdot \sqrt{\sin S \cdot \sin(S - \alpha) \cdot \sin(S - \beta) \cdot \sin(S - \gamma)}, \quad (38a)$$

где $S = \frac{\alpha + \beta + \gamma}{2}$;

моноклинная сингония

$$V_m^0 = abc \cdot \sin \beta; \quad (38б)$$

ромбическая сингония

$$V_m^0 = a \cdot b \cdot c; \quad (38в)$$

тригональная сингония

$$V_m^0 = a^3 \cdot \sqrt{(1 - 3 \cos^2 \alpha) + 2 \cos^3 \alpha} = a^3 \cdot (1 - \cos \alpha) \cdot \sqrt{1 + 2 \cos \alpha}; \quad (38г)$$

гексагональная сингония

$$V_m^0 = \frac{\sqrt{3}}{2} a^2 \cdot c; \quad (38д)$$

тетрагональная сингония

$$V_m^0 = a^2 \cdot c; \quad (38е)$$

кубическая сингония

$$V_m^0 = a^3; \quad (38ж)$$

где a, b, c — параметры элементарной ячейки по соответствующим кристаллографическим осям в Å ;

α, β, γ — углы между этими кристаллографическими осями.

Количество атомов любого элемента i (N_m^i) в объеме V_m^0 минерала m может быть выражено следующим образом (Рудник, 1962):

$$N_m^i = \gamma_m V_m^0 \cdot \frac{P}{100} \frac{n_i}{M_i \cdot 1,66 \cdot 10^{-24}} = \frac{V_m^0 \cdot \gamma_m}{100 \cdot 1,66 \cdot 10^{-24}} \cdot \frac{P \cdot n_i}{M_i}, \quad (39a)$$

где P — весовое процентное содержание компонента с элементом i (P_o^i — окисла с элементом i ; P_i — элемента i ; P_m^i — минерала m с элементом i);

M_i — молекулярный вес этого компонента с элементом i (M_o^i — окисла с элементом i ; $M_i = a_i$ — атомный вес элемента i ; M_m^i — минерала m с элементом i);

n_i — количество атомов элемента i в данном компоненте (n_o^i — в окисле; n_m^i — в формульной единице минерала m); если в результатах анализа дано весовое процентное содержание элемента i , т. е. P_i , то $n_i = 1$);

$1,66 \cdot 10^{24}$ — единица атомного веса ($1/12$ массы атома изотопа ^{12}C);

V_m^0 — объем массы минерала в $см^3$.

Если выразить объем массы вещества минерала m в Å^3 , то $V'_m = V_m \cdot 10^{24}$ или $V_m = V'_m \cdot 10^{-24}$, так как $1 \text{Å} = 1 \cdot 10^{-8} \text{ см}$, а величину весового процентного содержания P отнести к минералу m , т. е. $P = P_m^i$, то $M_i = M_m^i$, а $n_i = n_m^i$. Тогда выражение (39a) преобразуется следующим образом:

$$N_m^i = \frac{V_m}{100 \cdot 1,66 \cdot 10^{-24} \cdot 10^{24}} \cdot \frac{P_m^i \cdot n_m^i}{M_m^i} \cdot \gamma_m = \frac{V_m P_m^i \cdot n_m^i}{166 \cdot M_m^i} \cdot \gamma_m \quad (39б)$$

Если $P_m^i = 100\%$, то имеем

$$N_m^i = V_m \cdot \frac{n_m^i}{M_m^i} \cdot \frac{\gamma_m}{1,66}. \quad (39в)$$

Подставив значение γ'_m из формулы (37) в выражение (39в) и округлив коэффициент 1,6602 до 1,66, получим новую формулу, выражающую содержание количества атомов (N_m^i) в объеме (V_m), выраженном в Å^3 .

$$N_m^i = V_m \cdot \frac{n_m^i \cdot z_m^0}{V_m^0}. \quad (39г)$$

Количество атомов элемента i в минерале m , приходящееся на некоторый объем массы вещества породы ($V_{\Sigma m}$), может быть определено в зависимости от объемного процентного содержания минерала m (ψ_m) в этом объеме породы по формуле:

$$N_m^i = 0,01 \cdot \frac{n_m^i \cdot z_m^0}{V_m^0} \cdot \psi_m \cdot V_{\Sigma m}, \quad (39д)$$

а в зависимости от весового процентного содержания — по формуле 39е:

$$N_m^i = 0,01 \cdot \frac{n_m^i \cdot z_m^0}{V_m^0 \cdot \gamma_m} \cdot P_m^i \cdot \delta \cdot V_{\Sigma m}, \quad (39е)$$

где δ — удельный вес породы, содержащей минерал m .

Общее количество атомов элемента i в объеме массы вещества породы $V_{\Sigma m} \cdot \bar{A}^3(N_i^v)$ будет равно:

$$N_i^v = 0,01 \cdot V_{\Sigma m} \cdot \sum_{m=1}^k \left(\frac{n_m^i \cdot z_m^0}{V_m^0} \cdot \psi_m \right) \quad (39ж)$$

или

$$N_i^v = 0,01 \cdot V_{\Sigma m} \cdot \delta \cdot \sum_{m=1}^k \left(\frac{n_m^i \cdot z_m^0}{\gamma_m \cdot V_m^0} \cdot P_m^i \right), \quad (39з)$$

где $\sum_{m=1}^k$ — сумма содержаний атомов элемента i по всем минералам породы от 1 до k .

При использовании значений величин γ_m и M_m^i количество атомов каждого элемента i в объеме массы вещества породы $V_{\Sigma m}$ находится по формулам:

$$N_i^v = \frac{1}{166} \cdot \sum_{m=1}^k \left(\frac{n_m^i \cdot \gamma_m}{M_m^i} \cdot \psi_m \right) \cdot V_{\Sigma m}; \quad (40а)$$

$$N_i^v = \frac{\delta}{166} \cdot \sum_{m=1}^k \left(\frac{n_m^i}{M_m^i} \cdot P_m^i \right) \cdot V_{\Sigma m}. \quad (40б)$$

Абсолютное количество атомов в единице объема массы вещества породы ($V_{m\bar{\Sigma}}$ в \bar{A}^3) можно определить, зная величины удельного веса породы (δ в $г/см^3$), называемого иногда минералогической плотностью породы. В этом случае, полагая, что в формуле (39а) $P = P_o^i$ или $P = P_i$; $M_i = M_o^i$ или $M_i = a_i$ и $n_i = n_i$ или $n_i = 1$, будем иметь:

$$N_i^v = \frac{\delta \cdot V_{\Sigma m}}{100 \cdot 1,66 \cdot 10^{-24} \cdot 10^{24}} \cdot \frac{P_o^i \cdot n_i}{M_o^i} = \frac{V_{\Sigma m} P_o^i \cdot n_i}{166 M_o^i} \cdot \delta; \quad (41а)$$

$$N_i^v = \frac{V_{\Sigma m}}{166} \cdot \frac{a_i}{P_i} \cdot \delta. \quad (41б)$$

Величины $\frac{P_o^i \cdot n_i}{M_o^i}$ и $\frac{P_i}{a_i}$ в формулах (41а) и (41б) могут быть

выражены через атомные количества, деленные на 1000 ($\frac{A_i}{1000}$), так как атомные количества элементов предусматривается находить по соответствующим таблицам С. Д. Четверикова (1956), где они увеличены в 1000 раз и рассчитаны для окислов и элементов из формул (42а) и 42б):

$$A_i = \frac{P_o^i \cdot n_i}{M_o^i} \cdot 1000; \quad (42а)$$

$$A_i = \frac{P_i}{a_i} \cdot 1000. \quad (42б)$$

После такой замены выражения (41а) и (41б) примут вид:

$$N_i^v = V_{\Sigma m} \frac{A_i}{1000} \cdot \frac{1}{166} \delta = 0,001 \cdot V_{\Sigma m} \cdot A_i \cdot \frac{1}{166} \delta. \quad (43)$$

Иногда встречаются возражения относительно применения величины удельного веса пород (δ) для установления содержания количества атомов элементов в единице объема их массы. Эти возражения сводятся к тому, что с введением величины удельного веса в расчетные формулы затушевываются кристаллохимические особенности минералов, слагающих породу, и, в частности, различие в плотностях упаковок атомов в них. Такие заключения основаны на явном недоразумении, так как величина удельного веса пород связана прямой функциональной зависимостью с величиной плотности упаковки и количеством атомов в каждом минерале [см. формулы (44а) и (44б)].

Величина удельного веса породы (δ) может быть выражена через удельные веса минералов (γ_m), слагающих породу, следующим образом (Рудник, 1966₁):

$$\delta = 0,01 \cdot \sum_{m=1}^k (\gamma_m \cdot \psi_m) = 0,0166 \cdot \sum_{m=1}^k \left(\frac{z_m^0 \cdot M_m^i}{V_m^0} \cdot \psi_m \right); \quad (44а)$$

$$\delta = \frac{100}{166} = \frac{\sum_{m=1}^k \left(\frac{P_m^i}{\gamma_m} \right)}{\sum_{m=1}^k \left(\frac{V_m^0 \cdot P_m^i}{z_m^0 \cdot M_m^i} \right)}. \quad (44б)$$

В одном из предыдущих разделов было показано значение пористости в общем объеме пород и необходимость ее учета при установлении химического состава пород с целью выяснения закономерностей перемещения вещества в процессе метасоматического минерало- и породообразования.

Поэтому в формулы (39ж), (39з), (40а), (40б), (41а), (41б) и (43) необходимо вводить поправку на общую пористость (K_{Π}):

$$K_{\Pi} = (1 - 0,01 \cdot \Pi). \quad (45a)$$

Поправка на пористость пород может быть введена различными способами. Самым простейшим из них является замена в выражениях (41а), (41б) и (43) величины удельного веса породы (δ) величиной ее объемного веса, называемой нередко также плотностью (d_v), определяемой экспериментально (Дортман и др., 1962, стр. 75—81, 87—90, 104—113; Кобранова, 1962, стр. 61, 116—119 и др.):

$$d_v = \delta - 0,01 \cdot \delta \cdot \Pi = \delta \cdot (1 - 0,01 \cdot \Pi) = K_{\Pi} \cdot \delta. \quad (45б)$$

Существует также мнение (Четвериков, 1956, стр. 153), что для сопоставления анализов пород с учетом их пористости требуется количественное определение пористости (в процентном выражении), для чего необходимо определять и объемные и удельные веса. «Конечно, очень интересно знать в количественном выражении величину пористости, но для расчета анализов на равные объемы можно не определять удельных весов, надо только определять объемные веса сравниваемых пород» (Наковник, 1958, стр. 408). Все это устанавливается на основании формулы (45б).

Другое дело, когда нет данных о величине объемного веса пород (d_v) и количество атомов в геологическом объеме породы $V_g(N_i^v)$ устанавливается, или исходя из данных об ее удельном весе (минералогической плотности) с помощью формул (41а), (41б) и (43), или исходя из величин объемного или весового процентного содержания минералов породы и их кристаллохимических особенностей по формулам (39ж), (39з), (40а) и (40б). В этом случае для установления количества атомов в единице геометрического объема породы V_g с целью выяснения баланса вещества в метасоматических процессах необходимо в расчетные формулы (39ж), (39з), (40а), (40б), (41а), (41б) и (43) вводить поправку на общую пористость $K_{\Pi} = (1 - 0,01 \cdot \Pi)$, определяемую по формулам (30б), (30г) или (45а).

СУЩНОСТЬ АТОМНО-ОБЪЕМНОЙ СИСТЕМЫ ПЕРЕСЧЕТА

Атомно-объемная система пересчетов предусматривает выражение химического состава пород двумя способами:

1) в объемно-атомных интрамилях* химических элементов, обозначаемых далее в формулах индексом F_i^v . Под объемно-атомной интрамилей элемента i понимается число его атомов,

* Intra — лат. внутри, mille — тысяча. Образование термина «интрамиля» подобно терминам «процент» и «промилля».

содержащихся в 1000 \AA^3 объема твердой фазы горной породы (объема массы вещества);

2) в количестве атомов химических элементов, содержащихся в $10\,000 \text{ \AA}^3$ общего (геометрического) объема породы. Эти количества атомов обозначаются в дальнейшем в формулах индексом N_i^v .

Как видно, величины F_i^v и N_i^v связаны простым соотношением друг с другом и поправочным коэффициентом K_{Π} на пористость породы:

$$N_i^v = 10 \cdot K_{\Pi} \cdot F_i^v.$$

Оба способа выражения состава пород позволяют учесть кристаллохимические особенности входящих в нее минералов и плотность упаковки атомов в них, при этом второй способ отражает также пористость пород.

Количество атомов любого элемента i в породе (F_i^v) должно являться функцией объема (V_m^0) и содержания (z_m^0 и n_m^i) элементарной ячейки каждого из K слагающих породу минералов и, кроме того, функцией объемного процентного содержания каждого из этих минералов (ψ_m):

$$F_i^v = f \cdot \frac{\sum_{m=1}^k \left[\psi_m \cdot f \cdot \left(\frac{n_m^i \cdot z_m^0}{V_m^0} \right) \right]}{\sum_{i=1}^n f \cdot \left[\sum_{m=1}^k \psi_m \cdot f \cdot \left(\frac{n_m^i \cdot z_m^0}{V_m^0} \right) \right]}.$$

При расчетах на объем в 1000 \AA^3 величина F_i^v любого элемента i породы может быть найдена по формулам:

$$F_i^v = \sum_{m=1}^k \left(\psi_m \cdot \frac{n_m^i \cdot z_m^0}{V_m^0} \right) \cdot 100\%, \quad (46a)$$

$$F_i^v = \sum_{m=1}^k \left(\psi_m \cdot \frac{n_m^i \cdot \gamma_m}{M_m} \right) \cdot 100\%, \quad (46б)$$

где n_m^i — число атомов элемента i в формульной единице минерала m ;

γ_m — удельный вес минерала m ;

M_m — молекулярный вес минерала m .

Однако такой метод нахождения F_i^v в общем случае малоэффективен из-за своей трудоемкости и неточности используемых величин.

Рассматриваемые объемно-атомные единицы можно определять и другим способом: из результатов химических анализов и удельного веса породы (δ), определяемого по формуле (44а), (44б), или экспериментальным путем.

Используя зависимость между величиной объемного веса породы и кристаллохимическими особенностями слагающих породу минералов [формулы (46а) и (46б)], а также между величинами атомного процентного содержания (F_i), количеством атомов (N_i^v) и атомным количеством (A_i), устанавливаемую формулами (42а), (42б), (43), (46а) и (46б), можно подойти к выводу величины F_i^v :

$$F_i^v = \frac{0,01}{K_n} \cdot N_i^v = \delta \cdot V_{\Sigma m} \cdot \frac{P_o^i}{100} \cdot \frac{n_o^i}{M_o^i \cdot 1,66 \cdot 10^{-24}} = \frac{V_{\Sigma m}}{100 \cdot 1,66 \cdot 10^{-24}} \times$$

$$\times \frac{P_o^i \cdot n_o^i}{M_o^i} = \frac{V_{\Sigma m}}{1,66 \cdot 10^{-22}} \cdot \delta \cdot \frac{A_i}{1000} = \frac{1000}{1,66 \cdot 10^{-19} \cdot 10^{24}} \cdot A_i \cdot \delta =$$

$$= \frac{1}{166} \cdot A_i \cdot \delta = 6,024 \cdot 10^{-3} \cdot A_i \cdot \delta, \quad (47)$$

где $V_{\Sigma m} = 1000 \text{ \AA}^3 = \frac{1000}{10^{24}} \text{ см}^3$;

P_o^i — весовое процентное содержание окисла с элементом i ;

n_o^i — количество атомов элемента i в окисле;

M_o^i — молекулярный вес окисла с элементом i ;

δ — удельный вес породы.

Для получения целых чисел атомных количеств (A_i) и возможности использования для их нахождения таблиц С. Д. Чет-

верикова (1956) выражение $\frac{P_o^i \cdot m_o^i}{M_o^i}$ заменено частным $\frac{A_i}{1000}$.

Расчетным путем атомное количество элементов находится по формуле (42а) или (42б).

Физический смысл полученного выражения может быть раскрыт следующим образом. Величина удельного веса породы (δ) показывает содержание вещества (всех элементов) в граммах в объеме одного кубического сантиметра породы для случая, когда пористость в рассматриваемой породе отсутствует или не принимается во внимание: $\Sigma p_i = \delta$. Количество граммов любого элемента i в объеме массы вещества породы в 1 см^3 будет найдено путем умножения общего содержания вещества в граммах (Σp_i) на весовой процент этого элемента i (P_i). Если же его содержание выражено через весовой процент окисла (P_o^i), то величина p_i будет получена путем умножения общего весового

содержания всех элементов в 1 см^3 , т. е. величины удельного веса породы (δ) на весовой процент окисла с элементом i (P_o^i), на величину атомного веса элемента i (a_i), на количество атомов элемента i в формуле окисла (n_i) (для Si в SiO_2 величина $n_i=1$, а для O $n_i=2$) и на обратную величину молекулярного веса окисла (M_o^i). Таким образом, значение p_i выразится формулами:

$$p_i = P_i \cdot \delta \cdot \frac{1}{100} \quad \text{и} \quad p_i = P_o^i \cdot \frac{a_i \cdot n_i}{100 \cdot M_o^i} \cdot \delta.$$

Так как один атом водорода весит $1,6602 \cdot 10^{-24} \text{ г}$, то вес одного атома любого элемента i будет равен произведению $1,6602 \times 10^{-24} \cdot a_i$. Зная это, легко найти количество атомов элемента i в объеме 1 см^3 породы путем деления величины p_i на вес одного атома этого элемента:

$$F_{1 \text{ см}^3}^v = P_o^i \cdot \frac{a_i \cdot n_i \cdot 10^{24}}{166 \cdot a_i \cdot M_o^i} \cdot \delta = P_o^i \cdot \frac{\delta \cdot n_i}{166 \cdot M_o^i} \cdot 10^{24} = P_i \cdot \delta \cdot 10^{24} \cdot \frac{1}{166 a_i}.$$

В объеме 1000 \AA^3 количество атомов элемента i будет в $1 \cdot 10^{24}$ раз меньше, чем в объеме 1 см^3 , так как $1 \text{ см}^3 = 1 \cdot 10^{24} \text{ \AA}^3$, т. е.

$$F_i^v = P_o^i \cdot \frac{\delta \cdot n_i}{166 \cdot M_o^i} \cdot \frac{10^{24}}{10^{21}} = P_o^i \cdot \delta \cdot \frac{n_i}{166 M_o^i} \cdot 1000 = \frac{P_i}{a_i} \cdot \delta \cdot \frac{1000}{166} = 6,024 \cdot \frac{P_i}{a_i} \cdot \delta.$$

Если же вместо весового процентного содержания подставить величину атомных количеств, умноженную на 1000

$$\left(A_i = \frac{P_i}{a_i} \cdot 1000 = \frac{P_o^i \cdot n_i}{M_o^i} \cdot 1000 \right), \quad \text{то будем иметь:}$$

$$F_i^v = \frac{A_i}{1,66} \cdot \delta = 6,024 \cdot 10^{-3} \cdot \delta \cdot A_i.$$

Таким образом, для нахождения содержания любого элемента i в породе в объемно-атомных единицах измерения (F_i^v) достаточно умножить постоянный для данной породы коэффициент $6,024 \cdot 10^{-3} \cdot \delta$ на величину атомного количества этого элемента i (A_i). Величина F_i^v показывает количество атомов каждого элемента i в стандартном объеме массы вещества породы

$$V_{\Sigma m} = 1000 \text{ \AA}^3,$$

т. е. отвечающее ему количество объемно-атомных интрамилей (в %, например, 85%). Расчеты величины F_i^v должны проводиться до второго, а для некоторых элементов и до третьего знака.

При расчете объемно-атомных интрамилей (F_i^v) следует помнить, что влияние величины пористости пород до 1—2% на результатах расчетов практически не сказывается. Поэтому при

расчете объемно-атомных интрамилей для кристаллических сланцев, гнейсов, амфиболитов, продуктов реоморфической гранитизации и ультраметаморфизма, а также большинства интрузивных пород можно пользоваться величинами как объемных, так и удельных весов. Но для единообразия при расчете объемно-атомных интрамилей следует оперировать результатами определений удельных весов (δ).

Аналогично расчету величин F_i^v можно вычислить и значения N_i^v , заменив в приводившихся выше формулах δ на объемный вес d_v . Вычисления при этом ведутся, исходя из объема $10\,000 \text{ \AA}^3$.

В зависимости от характера и количества исходных данных расчеты по атомно-объемной системе могут вестись в различных вариантах. Один из вариантов — рациональный — основан на использовании результатов полного химического анализа породы и величин экспериментального определения удельного и объемного весов. Другие варианты основаны на использовании результатов количественно-минералогических подсчетов в шлифах и петрографическом определении пористости породы или измерении ее объемного веса.

В ряде вариантов требуется знать химический состав породы и удельный вес, вычисленные по количественно-минералогическому составу и петрографическим определением пористости или измерением объемного веса.

Наиболее просто и достоверно определение количества атомов в стандартном геометрическом объеме ($10\,000 \text{ \AA}^3$) и в стандартном объеме массы вещества (1000 \AA^3) породы производится по результатам определения химического состава породы и соответственно объемного веса (для получения N_i^v) и удельного веса (для получения F_i^v). Остальные варианты атомно-объемной системы значительно более трудоемки и употреблять их следует лишь в тех случаях, когда отсутствуют определения объемного (удельного) веса пород, а также результаты химических анализов. Наиболее точным и достоверным методом расчета содержания атомов в стандартном объеме пород после рационального варианта является метод, исходящий из расчета субмодального минерального состава и в первую очередь на основе молекулярно-объемной нормативной системы.

При всех вычислениях определение атомных количеств рекомендуется выполнять по таблицам С. Д. Четверикова (1956), А. Н. Заварицкого (1960) и А. Г. Булаха* (1964) либо при помощи формул (42а) и (42б). Приведение сумм анализов к 100% удобно выполнять по специальным таблицам («Таблицы вычисления процентов», 1955).

* Величины из таблиц в работе А. Г. Булаха для их использования в настоящих расчетах должны быть увеличены в 1000 раз.

Необходимые сведения о физических свойствах минералов, параметры их элементарных ячеек, их теоретические формулы и диаграммы зависимости состава и свойств минералов от показателей преломления можно найти во многих справочниках и руководствах (Винчелл, 1953; Трёгер, 1958; Рамдор, 1962; Штрунц, 1962; Дееч, 1963 и др.). Средние химические составы многих минералов, характерные для того или иного типа минеральной ассоциации, могут быть почерпнуты из работы П. Н. Чирвинского (1953). Методы определения пористости пород описаны на стр. 68, а расчет величины K_r может производиться по формулам 30б, 30 г и 45а.

РАСЧЕТЫ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ХИМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ПОРОД

Расчеты вычислений по рациональному варианту производятся, исходя из весового процентного содержания окислов (P_o) или элементов (P_i) породы на основании формул (48) и (49) и с помощью приложения 1. Для определения интрамилейного содержания (F_i^v) используется величина удельного веса породы (δ), а для определения числа атомов элементов в геометрическом объеме породы (N_i^v) в $10\,000 \text{ \AA}^3$ используется величина объемного веса породы (d_v):

$$N_i^v = \frac{d_v}{16,6} \cdot A_i = P \cdot \mathfrak{K} \cdot d_v, \quad (48)$$

$$F_i^v = \frac{\delta}{166} \cdot A_i = 0,1 \cdot P \cdot \mathfrak{K} \cdot \delta, \quad (49)$$

где A_i — атомное количество элемента i (см. формулу 42а и 42б);

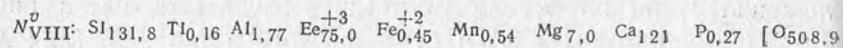
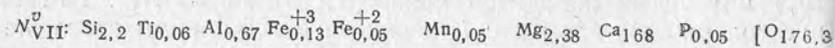
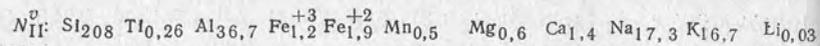
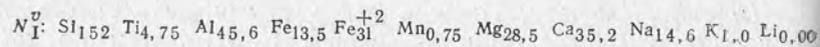
\mathfrak{K} — переходный коэффициент (соответственно для элемента i и окисла с элементом i).

Порядок расчета. Прежде всего сумму результатов анализа приводят к 100% (табл. 25, графы 1—9). Затем по таблицам приложения 1 на основании величины объемного веса породы (d_v) и весовых процентов находят величины N_i^v . Интрамилейное содержание элемента i находится по таблицам этого же приложения 1, но на основании величины удельного веса породы (δ). Примеры расчета N_i^v и F_i^v приведены в табл. 25 (для N_i^v — графы 10—17; для F_i^v — графы 18—25). Количество атомов кислорода для каждого окисла находится путем увеличения количества атомов кремния, титана, углерода в 2 раза, алюминия, трехвалентного железа и бора в 1,5 раза, фосфора в 2,5 раза, серы (в SO_3) в 3 раза и уменьшения количества атомов натрия, калия, лития, воды в 2 раза. Количество атомов кислорода в окис-

Расчет объемно-атомных интрамилей (F_i^v) и содержания абсолютного количества атомов (рациональ)

Компо- ненты	Вес. %								N_i^v			
	результаты анализа				приведенные к 100%				I		II	
	I	II	VII	VIII	I	II	VII	VIII	ка- тион	анион	ка- тион	анион
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	48,22	77,50	0,77	36,07	48,20	77,46	0,77	36,95	152,1	304,3	208,0	416,0
TiO ₂	2,00	0,13	0,03	0,06	2,00	0,13	0,03	0,06	4,75	9,50	0,26	0,52
Al ₂ O ₃	12,26	11,60	0,17	0,41	12,25	11,59	0,17	0,42	45,6	68,4	36,7	55,0
Fe ₂ O ₃	5,70	0,61	0,06	27,30	5,70	0,61	0,06	27,96	13,5	20,2	1,2	1,8
FeO	11,74	0,89	0,02	0,15	11,73	0,85	0,02	0,15	31,0	31,0	1,9	1,9
MnO	0,28	0,02	0,05	0,18	0,28	0,02	0,05	0,18	0,75	0,75	0,05	0,05
MgO	6,05	0,15	0,56	1,29	6,05	0,15	0,56	1,32	28,5	28,5	0,6	0,6
CaO	10,40	0,50	55,20	30,94	10,39	0,50	55,06	31,68	35,2	35,2	1,4	1,4
Na ₂ O	2,38	3,317	—	—	2,38	3,316	—	—	14,6	7,3	17,3	8,7
K ₂ O	0,47	4,887	—	—	0,47	4,884	—	—	1,9	1,0	16,74	8,4
Li ₂ O	0,00	0,003	—	—	0,00	0,003	—	—	0,00	—	0,03	0,02
Rb ₂ O	0,00	0,013	—	—	0,00	0,013	—	—	0,00	—	0,02	0,01
P ₂ O ₅	0,00	0,03	0,02	0,09	0,00	0,03	0,02	0,09	0,00	—	0,07	0,18
F	0,00	0,07	—	—	0,00	0,07	—	—	—	0,00	—	0,6
H ₂ O ⁻	0,20	0,03	—	—	0,20	0,03	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	0,35	0,35	—	—	0,35	0,35	—	—	7,4	3,7	6,3	3,2
CO ₂	—	—	43,37	1,16	—	—	43,26	1,19	—	—	—	—
Σ	100,05	100,08	100,25	97,65	100,00	100,03	100,00	100,00	335,30	509,85	290,53	498,38
-O=F ₂	0,00	-0,03	—	—	0,00	-0,03	—	—	—	—	—	-0,6
Σ	100,05	100,05	100,25	97,65	100,00	100,00	100,00	100,00	335,3	509,8	290,5	497,08

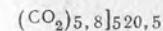
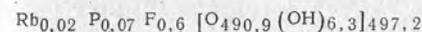
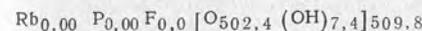
Примечание. I—Габбро-норит; $\delta=3,16$; $d_v=3,15$. II—кварц-микрокли-
П=1,1%. VIII—гранатовый скарн; $\delta=3,83$; $d_v=3,56$; П=7,1%.



элементов в стандартном геологическом объеме пород (N_i^v) по атомно-объемной системе
ный вариант)

N_i^v				F_i^v							
VII		VIII		I		II		VII		VIII	
кати- он	анион	кати- он	анион	кати- он	анион	кати- он	анион	кати- он	анион	кати- он	анион
14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
2,20	4,40	131,8	263,6	15,20	30,50	21,20	42,40	0,221	0,442	14,20	28,40
0,06	0,12	0,16	0,32	0,48	0,96	0,027	0,054	0,006	0,012	0,017	0,034
0,57	0,86	1,77	2,7	4,6	6,9	3,70	5,60	0,060	0,090	0,190	0,285
0,13	0,20	75,1	112,6	1,36	2,00	0,13	0,20	0,01	0,020	8,07	12,10
0,05	0,05	0,45	0,45	3,1	3,1	0,19	0,19	0,004	0,004	0,35	0,05
0,12	0,12	0,54	0,54	0,75	0,75	0,005	0,005	0,012	0,012	0,06	0,06
2,38	2,38	7,01	7,0	2,9	2,9	0,06	0,06	0,24	0,24	0,76	0,76
168,0	168,0	121,0	121,13	3,50	3,50	0,15	0,15	17,0	17,0	13,00	13,0
—	—	—	—	1,46	0,73	1,76	0,88	—	—	—	—
—	—	—	—	0,19	0,1	1,70	0,85	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	0,003	0,002	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	0,023	0,012	—	—	—	—
0,05	0,05	0,27	0,68	—	—	0,007	0,018	0,005	0,013	0,029	0,073
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
168,2	336,4	5,80	11,60	0,74	0,37	0,64	0,32	—	—	—	—
341,76	512,68	343,89	520,49	34,28	51,81	29,59	50,73	34,558	51,83	36,996	56,012
—	—	—	—	—	—	—	-0,03	—	—	—	—
341,76	512,7	343,89	520,5	34,28	51,81	29,59	50,71	34,558	51,83	36,996	56,012

новый метасоматит; $\delta=2,73$; $d_v=2,68$; П=1,86%. VII—мрамор; $\delta=2,87$; $d_v=2,84$



лах FeO, MnO, CaO, BaO, SrO равно количеству соответствующих катионов (см. табл. 25, графы 11, 13, 15, 17, 19, 21, 23, 25). Общее количество атомов кислорода находится путем суммирования частных содержаний атомов кислорода для каждого окисла.

Если данный элемент или окисел отсутствует в таблицах приложения 1, то он находится с помощью формул (48) и (49) путем перемножения весового процентного содержания химического компонента на коэффициент \mathfrak{K} для этого компонента, находимый в таблице на стр. 241, и на величину объемного (d_v) или 0,1 удельного веса породы (δ). Для элементов или окислов, отсутствующих в таблицах приложения 1, переходный коэффициент для которых не приведен, количество атомов рассчитывается на основании атомных количеств. Методика и примеры расчета приведены на стр. 240.

На основе рассмотренного метода могут быть выведены формулы состава пород, по внешнему виду подобные формулам Барта (см. табл. 25).

Точность расчета количества атомов элементов зависит как от рассматриваемого элемента (см. табл. 22, графу 4), так и от величины его содержания (см. табл. 22, графу 5). Чем меньше содержание компонента, тем больше знаков после запятой должно приводиться. Для ведущих элементов породы расчет ведется до целых единиц для величины N_i^v и до второго знака после запятой для величины F_i^v (см. примеры в табл. 25 и пределы погрешности в табл. 22).

Рассмотренный метод определения количества атомов в стандартном объеме массы вещества породы (F_i^v) или в геометрическом объеме породы (N_i^v) является наиболее простым и быстрым из всех существующих методов. Количество операций в нем сведено до минимума благодаря таблицам приложения 1 и коэффициентов \mathfrak{K} , приведенных на стр. 241. Если величина объемного или удельного веса породы выходит за пределы значений, приведенных в таблицах приложения 1, то следует пользоваться переходными коэффициентами \mathfrak{K}_i и \mathfrak{K}_o (см. табл. 25, расчеты для скарна).

Определение содержания любого элемента i в геометрическом объеме в 1000 см^3 в весовом выражении (p_i) может быть произведено с помощью формул:

$$p_i = a_i \cdot d_v \cdot A_i \cdot 10^{-2}, \quad (50a)$$

$$p_i = 0,166 \cdot a_i \cdot N_i^v, \quad (50b)$$

где a_i — атомный вес элемента i ;

A_i — атомное количество элемента (см. формулы 42a и 42б);

d_v — объемный вес породы.

Дополнительно рассмотрим приемы расчетов при петрографическом определении пористости пород.

В этом случае количество атомов каждого элемента в геометрическом объеме породы в $10\,000 \text{ \AA}^3$ (N_i^v) находится по формуле:

$$N_i^v = 10 \cdot K_n \cdot F_i^v = K_n \cdot 10 \cdot \left(\frac{\delta}{166} A_i \right), \quad (51)$$

где K_n — поправочный коэффициент на общую пористость породы находится по формуле (30г).

Величины F_i^v определяются с помощью таблиц приложения 1 по данным удельного веса породы и результатам химического анализа породы в весовых процентах. Затем найденное значение величины F_i^v умножается на 10 и на поправочный коэффициент на пористость K_n и находятся величины N_i^v .

РАСЧЕТЫ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ОПРЕДЕЛЕНИЯ КОЛИЧЕСТВЕННОГО МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ПОРОД

Определение объемно-атомных интрамилей и числа атомов в стандартном геометрическом объеме по результатам количественных минералогических подсчетов используется при отсутствии результатов химического анализа сравниваемых пород. Состав пород в одних случаях рассчитывается, исходя из данных химизма минералов, полученных по их оптическим свойствам (с использованием известных справочников и руководств), в других — из среднего состава минерала, характерного для данного типа минеральной ассоциации (Чирвинский, 1953 и др.). Такой способ определения состава пород возможен, если удельный вес минерала установлен непосредственным измерением или по диаграммам состав — свойство по показателям преломления минерала.

В других случаях, при невозможности определения удельных весов, состав пород вычисляется, исходя из теоретических формул минералов и некоторых дополнительных данных.

Приемы таких расчетов иллюстрируются нами на ряде примеров, касающихся почти исключительно гранатовых скарнов. При этом подсчитанное на интеграционном столике содержание минералов в объемных процентах несколько отличается от содержания, определенного путем пересчета химического состава на минеральный. В частности, при подсчете на столике завышено содержание кальцита и андрадита из-за неоднородности породы, не учтено содержание тонко рассеянных гематита, апатита и кварца из-за невозможности их подсчета (сравнить табл. 25, 30, 34). Такие расхождения наглядно выявляют возможности и недостатки всех предлагаемых методик.

1. **Расчеты с определением состава минералов по оптическим свойствам.** В зависимости от того, в какой форме приведен в справочниках состав минералов — в виде химических и структур-

но-химических формул или в весовых процентах элементов или окислов, составляющих минералы, — расчет ведется по формуле (52) или (54) с использованием в первом случае величин молекулярного веса минералов (M_m), а во втором — атомных количеств элементов, входящих в состав минералов, (A_m^i). Рассмотрим оба случая.

а) Состав минералов выражен в виде формулы. В этом случае расчет ведется согласно равенству:

$$N_i^v = 10 \cdot K_n \cdot F_i^v = K_n \cdot \sum_{m=1}^k (N_m^i \cdot \psi_m) = K_n \times$$

$$\times \sum_{m=1}^k \left(\frac{10\,000}{166} \cdot \frac{\gamma_m \cdot \psi_m}{M_m} \cdot n_m^i \right) = 60,24 \cdot \left(\frac{\gamma_1 \cdot \psi_1}{M_1} \cdot n_1^i + \frac{\gamma_2 \cdot \psi_2}{M_2} \cdot n_2^i + \dots + \frac{\gamma_k \cdot \psi_k}{M_k} \cdot n_k^i \right) \cdot K_n, \quad (52)$$

где

N_i^v — количество атомов любого элемента i в геометрическом объеме (в $10\,000 \text{ \AA}^3$) породы;

F_i^v — объемно-атомная интрамиля элемента i , численно отвечающая количеству атомов элемента i в объеме в 1000 \AA^3 массы вещества породы;

N_m^i — количество атомов элемента i в минерале m из расчета на его объем в $10\,000 \text{ \AA}^3$;

$\gamma_1, \gamma_2, \dots, \gamma_k$ — удельный вес соответственно первого, второго и т. д. до k -го минерала;

$\psi_1, \psi_2, \dots, \psi_k$ — содержание в породе в объемных процентах соответственно первого, второго и т. д. до k -го минерала (пористость не учтена);

M_1, M_2, \dots, M_k — молекулярный (формульный) вес соответственно первого, второго и т. д. до k -го минерала m ;

$n_1^i, n_2^i, \dots, n_k^i$ — количество атомов элемента i в формуле соответственно первого, второго и т. д. до k -го минерала;

K_n — поправочный коэффициент на пористость. (см. формулы 30 б, 30 г, 45 а).

Порядок расчета. По данным оптических исследований устанавливается и записывается химическая формула минерала, его удельный вес и молекулярный вес (табл. 26, графы 2, 3, 4). Затем подсчитывается содержание каждого минерала в шлифах в объемных процентах с точностью до 0,5—1% (см. табл. 26, гра-

Таблица 25

Определение числа атомов в $10\,000 \text{ \AA}^3$ по атомно-объемной системе на основе количественных минеральных подсчетов (первый вариант)

Минерал*	Формула минерала по данным оптических исследований	Удельный вес минерала γ_m	Молекулярный вес минерала M_m	Содержание минерала ψ_m в %	$\frac{\gamma_m \cdot \psi_m}{M_m}$	Число атомов в $10\,000 \text{ \AA}^3$									
						O	Si	Al	Fe ⁺³	Fe ⁺²	Mg	Ca	C	Σ	
1					60,24	7	8	9	10	11	12	13	14	15	
Грассуляр	$\text{Ca}_3(\text{Al}_{0,95}\text{Fe}_{0,05}^{+3})_2[\text{SiO}_4]_3$	3,60	453,51	2	0,956	11,47	2,87	1,82	0,10	—	—	2,87	—	19,13	
Андрадит	$\text{Ca}_3\text{Fe}_2^{+3}[\text{SiO}_4]_3$	3,87	508,21	83	38,075	456,90	114,22	—	76,15	—	—	114,22	—	761,50	
Диопсид	$\text{Ca}(\text{Mg}_{0,95}\text{Fe}_{0,05}^{+2})[\text{SiO}_3]_2$	3,33	218,09	8	7,361	44,17	14,72	—	—	0,37	6,99	7,36	—	73,61	
Кальцит	CaCO_3	3,72	100,09	7	11,460	34,38	—	—	—	—	—	11,46	11,46	57,30	
$10F_i^v$	—общее количество атомов, без учета пористости					546,91	131,81	1,82	76,25	0,37	6,99	135,91	11,46	911,54	
N_i^v	—общее количество атомов с учетом пористости ($K_n=0,93$)					508,63	122,58	1,69	70,91	0,34	6,50	126,40	10,66	847,71	

Формула породы: $\text{Si}_{122,6} \text{Al}_{1,7} \text{Fe}_{70,9}^{+3} \text{Fe}_{0,3}^{+2} \text{Mg}_{6,5} \text{Ca}_{126,4} \text{C}_{10,7} \text{O}_{508,6}$

* Примесь гематита, кварцита, апатита не поддается учету.

фу 5). Пористость при этом не учитывается. Затем для каждого минерала вычисляется переходный коэффициент $60,24 \cdot \frac{\gamma_m \cdot \psi_m}{M_m}$ (см. табл. 26, графу 6).

Далее определяется количество каждого элемента i в $10\,000 \text{ \AA}^3$ массы вещества породы соответственно для каждого минерала (см. табл. 26, графы 7—14) путем умножения полученной величины переходного коэффициента на число атомов элемента i в формуле минерала. Сложив количества атомов каждого элемента, связанные с соответствующими минералами, получаем содержания каждого элемента в объеме породы в $10\,000 \text{ \AA}^3$ без учета пористости, т. е. величины $10 F_i^v$. Затем умножением этих величин на поправочный коэффициент на общую пористость K_n (см. формулы 30б, 30г, 45а) определяется количество каждого элемента (N_i^v) в геометрическом объеме породы в $10\,000 \text{ \AA}^3$.

Содержание элемента i в весовом выражении (в g) в геометрическом объеме породы в 1000 см^3 (ρ_i) можно определить по формуле

$$\rho_i = 0,166 \cdot a_i \cdot N_i^v, \quad (53)$$

где a_i — атомный вес элемента i .

Точность расчета по рассматриваемому методу достаточно высокая. Так, в приведенном примере отклонение общего количества атомов, определенного данным способом, составляет около 2% от их истинного содержания, установленного с помощью рационального варианта атомно-объемного метода (сравнить данные расчета табл. 26, графы 7—15 и табл. 25, графы 10—25).

б) Состав минералов выражен в весовых процентах окислов или элементов. В этом случае расчет ведется по формуле:

$$N_i^v = 10 K_n \cdot F_i^v = K_n \cdot \sum_{m=1}^k (N_m^i \cdot \psi_m) = K_n \cdot \frac{60,24}{100000} \sum_{m=1}^k (\gamma_m \cdot \psi_m \cdot A_m^i) = 60,24 \cdot 10^{-5} (\gamma_1 \cdot \psi_1 \cdot A_1^i + \gamma_2 \cdot \psi_2 \cdot A_2^i + \dots + \gamma_k \cdot \psi_k \cdot A_k^i) \cdot K_n, \quad (54)$$

где N_i^v — количество атомов элемента i в стандартном геометрическом объеме ($10\,000 \text{ \AA}^3$) породы;

K_n — поправочный коэффициент за общую пористость породы;

N_m^i — количество атомов элемента i в объеме $10\,000 \text{ \AA}^3$ данного минерала

$$N_m^i = \frac{\gamma_m \cdot A_m^i}{16,5}; \quad (54a);$$

$N_1^i, N_2^i, \dots, N_k^i$ — количество атомов элемента i в объеме $10\,000 \text{ \AA}^3$ соответственно первого, второго и т. д. до k -го минерала;

$\gamma_m, \gamma_1, \gamma_2, \dots, \gamma_k$ — удельный вес соответственно минерала m , первого, второго и т. д. до k -го минерала;

$\psi_m, \psi_1, \psi_2, \dots, \psi_k$ — величина содержания, соответственно минерала m , первого, второго и т. д. вплоть до k -го минерала в объемных процентах (пористость не учтена);

$A_m^i, A_1^i, A_2^i, \dots, A_k^i$ — атомное количество элемента i соответственно в составе минерала m , первого, второго и т. д. до k -го минерала.

Порядок расчета по формуле (54) следующий. По результатам оптических исследований устанавливается и записывается химический состав минералов в весовых процентах (табл. 27, графы 3—14) и удельный вес минералов (см. табл. 27, графу 2). Данные химического состава минералов приводятся к 100% и затем по процентным содержаниям окислов находят атомные количества катионов и анионов для каждого минерала (см. табл. 27, графы 15—27).

Подсчитывается содержание каждого минерала в породе в объемных процентах (см. табл. 27, графу 28). После этого определяется количество атомов каждого элемента в $10\,000 \text{ \AA}^3$ породы соответственно для каждого минерала путем перемножения коэффициента $60,24 \cdot 10^{-5}$ на удельный вес минерала (γ_m), на его содержание в породе (ψ_m) и на атомное количество данного элемента в данном минерале (см. табл. 27, графы 29—41). Дальнейший ход расчета в точности совпадает с вышеизложенным для формулы (52), (см. табл. 26).

2. Расчеты с использованием теоретических составов минералов для своего применения требуют знания величин объема элементарной ячейки слагающих породу минералов (V_m^0) и чисел формульных единиц в них (z_m^0). Они могут быть рекомендованы в тех случаях, когда нет данных об удельном весе минералов. При этом расчеты ведутся исходя из теоретических формул минералов, иногда корректируемых в соответствии с их оптическими свойствами. Ниже рассматриваются приемы этих расчетов.

а) Расчеты с использованием теоретических составов минералов выполняются с помощью таблиц приложений 3 или по формулам (56а) и (56б).

Порядок расчета в этом случае следующий. Подсчитывается содержание каждого минерала в объемных процентах (ψ_m) с точностью до 0,5—1% (пористость при этом исключается из расчета) и записывается в виде величин, отнесенных к ста ($\frac{\psi_m}{100}$) (табл. 28, графа 3). Затем путем перемножения этих величин на числа атомов элементов, содержащихся в объеме $10\,000 \text{ \AA}^3$ данного минерала (N_m^i), находят количества атомов каждого элемента в стандартном объеме массы вещества породы, связанное с этим минералом (см. табл. 28, графы 4—12).

Для нахождения величины N_m^i могут быть использованы данные расчета общего количества атомов элементов минералов в объеме $10\,000 \text{ \AA}^3$ их массы ($\sum N_m^i$), и величина количества как

Определение числа атомов в $10\,000\text{ \AA}^3$ по атомно-объемной системе

Минерал	Удельный вес минерала	Химический состав минералов, вес. %												
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O	Σ	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	
Микро- клин	2,585	64,13		19,40	—	—	—	—	1,00	11,71	2,68	—	98,92	
		64,83		19,61	—	—	—	—	1,01	11,84	2,71	—	100,00	
Альбит- олигоклаз	2,629	64,60		21,46	—	—	—	—	2,51	1,12	9,22	—	98,91	
		65,31		21,70	—	—	—	—	2,54	1,13	9,32	—	100,00	
Биотит	3,06	36,38	1,15	16,93	7,58	14,61	0,48	9,28	0,88	8,15	1,12	3,01	99,57	
		36,54	1,16	17,00	7,61	14,67	0,48	9,32	0,88	8,19	1,13	3,02	100,00	
Кварц	2,65	100,00	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100,00	
		100,00	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100,00	

$10F_i^v$ —общее количество атомов без учета пористости

N_i^v —общее количество атомов с учетом пористости ($K_n=0,93$)

Минерал	Количество атомов					
	Si	Al	Ti	Fe ⁺³	Fe ⁺²	Mn
1	29	30	31	32	33	34
Микро- клин	—	—	—	—	—	—
Альбит- олигоклаз	—	—	—	—	—	—
Биотит	—	—	—	—	—	—
Кварц	—	—	—	—	—	—
$10F_i^v$	192,36	45,80	0,22	1,41	3,00	0,10
N_i^v	178,89	42,59	0,20	1,31	2,79	0,09

Формула породы: $Si_{178,9} Al_{42,6} Ti_{0,2} Fe_{3,4}^{+3} Fe_{2,8}^{+2} Mn_{0,1} Mg_{3,2} Ca_{3,3} K_{14,5} Na_{19,4}$

на основе количественных минеральных подсчетов (второй вариант)

Атомные количества													Σ	Содержание минерала, %
Si	Ti	Al	Fe ^{...}	Fe ^{..}	Mn	Mg	Ca	K	Na	H	O			
15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	30	
1079	—	384	—	—	—	—	18	251	88	—	2922	4742	30	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	34	
1087	—	426	—	—	—	—	45	24	301	—	3020	4903	34	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	8	
608	15	334	96	204	7	231	16	174	36	332	2621	4674	8	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	28	
1666	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3332	4998	28	

Продолжение табл. 27

в стандартном объеме						
Mg	Ca	K	Na	H	O	Σ
35	36	37	38	39	40	41
—	—	—	—	—	—	—
—	0,84	11,73	4,11	—	136,51	221,54
—	—	—	—	—	—	—
—	2,42	1,29	16,21	—	162,62	264,01
—	—	—	—	—	—	—
3,40	0,24	2,55	0,53	4,89	38,60	68,82
—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	148,94	223,41
—	—	—	—	—	—	—
3,40	3,50	15,58	20,85	4,89	486,67	777,78
—	—	—	—	—	—	—
3,16	3,26	14,49	19,39	4,55	452,60	723,32

$[O_{448,0}(OH)_{4,6}]_{452,6}$

Таблица 28
 Определение числа атомов в $10\ 000\ \text{Å}^3$ по атомно-объемной системе на основе количественных минеральных подсчетов (третий вариант)

Минерал*	Формула	Содержание минерала $0,01 \cdot \Psi_m$ объемн. %,	Число атомов в стандартном объеме								
			О	Si	Al	Fe ⁺³	Fe ⁺²	Mg	Ca	C	Z
1	2	5	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Гроссуляр	$\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$	0,02	11,6	2,9	1,9	—	—	—	2,9	—	19,3
Андрадит	$\text{Ca}_2\text{Fe}_2^{+3}[\text{SiO}_4]_3$	0,83	455,0	114,0	—	76,0	—	—	114,0	—	759,0
Диопсид	$\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$	0,08	44,1	14,7	—	—	—	7,4	7,4	—	73,6
Кальцит	CaCO_3	0,07	34,3	—	—	—	—	—	9,8	9,8	53,9
$10V_m^0$ —общее количество атомов без учета пористости			545,0	131,6	1,9	76,0	—	7,4	134,1	9,8	905,8
N_m^i —общее количество атомов с учетом пористости ($K_p=0,93$)			506,9	122,4	1,8	70,7	—	6,9	124,7	9,1	842,5

Формулы породы: $\text{Si}_{122}\text{Al}_2\text{Fe}_{71}^{+3}\text{Fe}_{12}^{+2}\text{Mg}_7\text{Ca}_{125}\text{C}_9\text{O}_{842}$.

* Примесь кварца, гематита, апатита не поддается учету.

всех атомов в формульной единице минерала ($\sum n_m^i$), так и каждого элемента i (n_m^i), приведенные в приложении 3. Количество атомов каждого элемента i в стандартном объеме массы вещества породы, связанное с определенным минералом m ($N_m^i \cdot \Psi_m$), вычисляется по формуле

$$0,01 \cdot N_m^i \cdot \Psi_m = \frac{\sum N_m^i}{\sum n_m^i} \cdot n_m^i \cdot \frac{\Psi_m}{100}, \quad (55)$$

где величины $\sum N_m^i$ и $\sum n_m^i$ и n_m^i находятся по приложению 3 (графы 10 и 3).

Определив содержания атомов элементов (связанные со всеми минералами породы) путем суммирования найденных количеств атомов каждого элемента по всем минералам ($\sum N_m^i \cdot \Psi_m$), устанавливаем общее количество атомов элементов в объеме $10\ 000\ \text{Å}^3$ массы вещества породы при условии, что пористость в породе равна нулю (см. табл. 28, графы 4—12). После этого вводится поправка на пористость (K_p) (см. формулы 30б, 30г, 45а) и определяется количество атомов каждого элемента в стандартном геометрическом объеме породы.

В таблицах приложения 3 приведены данные для восьми-десяти главных породообразующих минералов. Если необходимо определить содержание атомов элементов в объеме $10\ 000\ \text{Å}^3$ какого-либо другого, не указанного в этом приложении минерала, то это может быть осуществлено с помощью формулы (56а) или (56б):

$$N_m^i = 10\ 000 \cdot \frac{n_m^i \cdot z_m^0}{V_m^0}; \quad (56a)$$

$$N_m^i \cdot \Psi_m = 100 \cdot \frac{n_m^i \cdot z_m^0}{V_m^0} \cdot \Psi_m, \quad (56b)$$

где Ψ_m —содержание минерала в породе в объемных процентах (пористость не учтена);

n_m^i — количество атомов элемента i в формульной единице минерала m ;

z_m^0 —число формульных единиц минерала m в объеме его элементарной ячейки;

V_m^0 —величина объема элементарной ячейки минерала.

При определении данным способом (см. табл. 28) отклонение общего количества атомов (N_m^i в геометрическом объеме $10\ 000\ \text{Å}^3$ породы, составляет около 2,5% от их содержания, установленного с помощью рационального варианта атомно-объемного метода (сравнить результаты таблиц 28 графы 4—12, 26 графы 7—15 и 25—графы 24—25). Подобные расчеты производят

в тех случаях, когда нет результатов химико-аналитических определений и когда не требуется особой точности в расчетах, т. е. для грубой оценки состава.

б. Расчеты с использованием теоретических составов минералов, дополненных по результатам оптических исследований, выполняются по формуле

$$N_i^v = 10K_n \cdot F_i^v = K_n \sum_{m=1}^k \left(N_m^i \cdot \frac{\Psi_m}{100} \right) = K_n \cdot 100 \cdot \sum_{m=1}^k \left(n_m^i \frac{z_m^0}{V_m^0} \times \Psi_m \right) = 100 \left(n_1^i \cdot \frac{z_1^0}{V_1^0} \cdot \Psi_1 + n_2^i \cdot \frac{z_2^0}{V_2^0} \cdot \Psi_2 + \dots + n_k^i \cdot \frac{z_k^0}{V_k^0} \cdot \Psi_k \right) \cdot K_n, \quad (57)$$

где N_i^v — количество атомов любого элемента i в стандартном геометрическом объеме (в $10\,000 \text{ \AA}^3$) породы;

F_i^v — объемно-атомная интрамиля элемента i , численно равная количеству атомов элемента i в стандартном объеме в 1000 \AA^3 массы вещества породы;

N_m^i — количество атомов элемента i в минерале m из расчета на стандартный объем в $10\,000 \text{ \AA}^3$;

$\Psi_m, \Psi_1, \Psi_2, \dots, \Psi_k$ — содержание в породе в объемных процентах соответственно минерала m , первого, второго и т. д. вплоть до k -го минерала (пористость не учтена);

$n_m^i, n_1^i, n_2^i, \dots, n_k^i$ — количество атомов элемента i в формульной единице соответственно минерала m , первого, второго и т. д. вплоть до k -го;

$V_m^0, V_1^0, V_2^0, \dots, V_k^0$ — величина объема элементарной ячейки соответственно минерала m , первого, второго и т. д. вплоть до k -го;

$z_m^0, z_1^0, z_2^0, \dots, z_k^0$ — число формульных единиц соответственно минерала m , первого, второго и т. д. вплоть до k -го в объеме его элементарной ячейки.

Порядок расчета количества атомов в стандартном объеме породы следующий. По данным оптических исследований устанавливаются и записываются химические формулы минералов исследуемых пород (табл. 29, графа 2). Затем подсчитывается содержание каждого минерала в шлифах в объемных процентах с точностью до 0,5—1% (см. табл. 29, графу 3). После этого

для каждого минерала определяются коэффициенты $\frac{z_m^0}{V_m^0}$ (см.

табл. 29, графу 4) и $\frac{z_m^0}{V_m^0} \cdot \Psi_m \cdot 100$ (см. табл. 29, графу 5); необхо-

димые для этого величины можно найти в приложении 3 или в специальных справочниках, а величина V_m^0 может быть также рассчитана по формулам (38а) — (38ж).

Таблица 29

Определение числа атомов в $10\,000 \text{ \AA}^3$ по атомно-объемной системе на основе количественных манеральных подсчетов (четвертый вариант)

Минерал*	Формула минерала по данным оптических исследований	Содержание минерала, %	$\frac{z_m^0}{V_m^0}$	$\frac{z_m^0}{V_m^0} \cdot \Psi_m \cdot 100$	Количество атомов в стандартном объеме											
					O	Si	Al	Fe ⁺³	Fe ⁺²	Mg	Ca	C	Z			
Гроссуляр	Ca ₃ (Al _{0,95} Fe ⁺³ _{0,05}) ₂ [SiO ₄] ₃	2	0,00481	0,962	11,5	2,9	1,8	0,11	—	—	—	2,9	—	—	19,2	
Андрадит	Ca ₃ Fe ⁺³ [SiO ₄] ₃	83	0,00458	38,014	456,2	114,0	—	76,0	—	—	—	114,0	—	—	760,2	
Диопсид	Ca(Mg _{0,95} Fe ⁺² _{0,05})[SiO ₃] ₂	8	0,00920	7,360	44,2	14,7	—	—	0,4	7,0	—	7,4	—	—	73,7	
Кальцит	CaCO ₃	7	0,01639	11,473	34,4	—	—	—	—	—	—	—	11,5	—	57,4	
$10F_i^v$ — общее количество атомов без учета пористости					546,3	131,6	1,8	76,1	0,4	7,0	—	135,8	—	—	11,5	910,5
N_i^v — общее количество атомов с учетом пористости ($K_n=0,93$)					508,1	122,4	1,7	70,8	0,4	6,5	—	126,3	—	—	10,7	845,9

Формула породы: Si₁₂₂Al₂Fe⁺³_{7,1}Fe⁺²_{0,4}Mg₆Ca₁₂₆C₁₁O₅₀₈.

* Примесь гематита, кварца, апатита не поддается учету.

Далее определяется число атомов каждого элемента i в объеме массы вещества породы в $10\,000 \text{ \AA}^3$ соответственно для каждого минерала (см. табл. 29, графы 6—14) путем умножения полученной величины переходного коэффициента (см. табл. 29, графу 5) на число атомов элемента i в формуле минерала (см. табл. 29, графу 2). Сложив полученные количества атомов каждого элемента, связанные с соответствующими минералами, получаем число атомов каждого элемента в $10\,000 \text{ \AA}^3$ породы без учета ее пористости (иначе говоря, находим величины $10 F_i^v$). Умножением этих величин на поправочный коэффициент на пористость K_{Π} [формулы (30б), (30г) и (45а)] определяется количество каждого элемента в том же объеме $10\,000 \text{ \AA}^3$, но уже с учетом пористости породы.

РАСЧЕТЫ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ХИМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ПОРОД И ИХ КОЛИЧЕСТВЕННОМУ МИНЕРАЛЬНОМУ СОСТАВУ

Расчет объемно-атомных интрамилей и количества атомов в стандартном геометрическом объеме пород известного химического состава, но с неустановленными значениями удельного и объемного весов, может производиться на основе теоретического вычисления этих двух последних величин по результатам количественного минерального подсчета в шлифах. В одном из своих вариантов расчеты ведутся с непосредственным определением значений δ_v и d_v , в другом они косвенно учитываются при помощи переводных коэффициентов. Порядок расчетов рассматривается ниже на двух примерах, где удельные веса минералов определяются по их оптическим свойствам. К ним близок и третий пример с использованием при расчетах сведений о теоретических составах минералов, дополненных их оптическими исследованиями.

1. Пересчет химических анализов с вычислением δ_v и d_v . Определение количества атомов в стандартном объеме породы по этому способу производится согласно формуле (58).

Формула (58) выведена из формул (48), (51) и (45б), с предварительным определением величины удельного веса по формуле (44а)

$$N_i^v = 10K_{\Pi} \cdot F_i^v = K_{\Pi} \cdot \frac{\delta_v}{16,6} \cdot A_i (1 - 0,01 \cdot \Pi) \cdot \frac{\delta_v}{16,6} \cdot A_i, \quad (58)$$

где N_i^v — количество атомов элементов в стандартном геометрическом объеме ($10\,000 \text{ \AA}^3$) породы;

F_i^v — объемно-атомная интрамиля элемента i , численно отвечающая количеству атомов этого элемента в стандартном объеме 1000 \AA^3 массы вещества породы;

A_i — атомное количество элемента i ;

Таблица 30
Определение числа атомов в $10\,000 \text{ \AA}^3$ по атомно-объемной системе с расчетом δ_v по количественному минеральному составу (первый вариант)

Минерал	Формула	Удельный вес минерала γ_m	Содержание минерала в объеме $\gamma_m \cdot m$	$\gamma_m \cdot m$	Компоненты породы	Вес. %		Атомные количества		Элементы	Количество атомов элементов в $10\,000 \text{ \AA}^3$	
						результаты анализа	приведенные к 100%	катиона	аниона		N_i^v	$N_i^v \cdot 10^{-3}$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Грассуляр	$\text{Ca}_3(\text{Al}_{0,9}\text{Fe}_{0,1}^{+3})_2[\text{SiO}_4]_3$	3,60	2	7,20	SiO_2	36,07	36,95	615,0	1230,0	Si	128,7	138,4
Андрадит	$\text{Ca}_3\text{Fe}^{+3}[\text{SiO}_4]_3$	3,87	83	321,21	TiO_2	0,06	0,06	0,8	1,6	Ti	0,2	0,2
Диопсид	$\text{Ca}(\text{Mg}_{0,95}\text{Fe}_{0,05}^{+2})[\text{Si}_2\text{O}_6]$	3,33	8	26,64	Al_2O_3	0,41	0,42	8,2	12,3	Al	1,7	1,8
Кальцит	CaCO_3	2,72	7	19,04	Fe_2O_3	27,30	27,96	350,3	525,7	Fe^{+3}	73,3	78,8
					FeO	0,15	0,15	2,1	2,1	Fe^{+2}	0,4	0,5
					MnO	0,18	0,18	2,5	2,5	Mn	0,5	0,6
					MgO	1,29	1,32	32,7	32,7	Mg	6,8	7,4
					CaO	30,94	31,68	534,9	564,9	Ca	118,2	127,1
					Na_2O	0,00	0,00	—	—	Na	—	—
					K_2O	0,00	0,00	—	—	K	—	—
					P_2O_5	0,09	0,09	1,2	3,0	P	0,2	0,3
					CO_2	1,16	1,19	27,04	54,08	$\text{C}(\text{CO})$ O_2	5,7 6,1	6,1 6,5
Σ	—	—	100	374,09	Σ	97,65	100,00	1604,74	2428,88	Σ	843,9	907,7
								4033,62				

Формула породы: $\text{Si}_{128,7}\text{Ti}_{0,2}\text{Al}_{1,7}\text{Fe}_{73,3}^{+3}\text{Fe}_{0,4}^{+2}\text{Mn}_{0,5}\text{Mg}_{6,8}\text{Ca}_{118,2}\text{P}_{0,2}\text{C}_{5,7}\text{O}_{508,2}\text{K}_{\Pi}=0,93; \delta_v=0,01 \cdot \sum_{m=1}^k (\gamma_m \cdot \Psi_m) = 3,741; d_v = K_{\Pi} \cdot \delta_v = 0,93 \delta_v = 3,48$

* Примесь кварца, гематита, апатита не поддается учету.

Порядок расчета следующий. Прежде всего сумму весовых процентов анализа приводят к 100% (табл. 30, графы 7, 8). Затем находятся атомные количества катионов и анионов (см. табл. 30, графы 9, 10). После этого подсчитывается содержание минералов в шлифах в объемных процентах (ψ_m) с точностью до 0,5—1% (см. табл. 30, графу 4). Пористость в расчет не берется. По данным оптических исследований или согласно минеральным парагенезисам устанавливается удельный вес минералов (γ_m) (см. табл. 30, графу 3) и их химические формулы (см. табл. 30, графу 2).

Вычисляется удельный вес породы (δ_v) путем умножения коэффициента 0,01 на сумму произведений $\gamma_m \cdot \psi_m$ (их величины приведены в табл. 30, графе 5). Умножая удельный вес породы на поправочный коэффициент на пористость (K_n) находим величину объемного веса (d_v); поправочный коэффициент на пористость определяется по формуле (45а).

Умножением величины удельного веса на коэффициент $\frac{1}{16,6}$ и на атомное количество каждого катиона и аниона в отдельности по формуле (58) определяются числа атомов каждого элемента в 10 000 Å³ породы без учета ее пористости или для случая отсутствия пор, т. е. величины $10 \cdot F_i^v$ (см. табл. 30, графу 12). Для расчета значений N_i^v (числа атомов в 10 000 Å³ с учетом пористости) эти величины множатся на поправочный коэффициент на пористость K_n .

Содержание каждого элемента i в весовом выражении (в г) в геометрическом объеме породы в 1000 см³ (p_i) находится по формулам (50а) и (50б).

Все указанные расчеты могут быть произведены и с помощью таблиц приложения 1, исходя из величин удельного (δ_v) и объемного (d_v) веса породы и весового процентного содержания окислов и элементов породы, подобно тому, как описано на стр. 111 (см. данные табл. 25, графы 9, 16—17 и 24—25 и табл. 30, графы 7—8, 12—13).

2. Расчеты с помощью переводных коэффициентов на основе данных о химическом составе минералов выполняются по формулам (59а), (59б), (60а), (60б), и (60в).

По формулам (59а) и (59б) на основе подсчета количественного содержания минералов в шлифах в объемных процентах (Ψ_m) определяется количество атомов всех анионов в стандартном геометрическом объеме (10 000 Å³) породы (ΣN_a^v) и в стандартном объеме массы вещества (1000 Å³) породы (ΣF_a^v):

$$\Sigma F_a^v = F_O^v + F_F^v + F_{Cl}^v + F_S^v; \quad (59a)$$

$$\Sigma N_a^v = K_n \cdot 10 \cdot \Sigma F_a^v = 10 \cdot K_n \cdot (F_O^v + F_F^v + F_{Cl}^v + F_S^v), \quad (59b)$$

где $F_O^v, F_F^v, F_{Cl}^v, F_S^v$ — содержания в объеме 1000 Å³ массы вещества породы соответственно атомов кислорода, фтора, хлора и сульфидной серы, представляющие одновременно и их объемно-атомные интрамили, которые для каждого из этих элементов находятся по формуле (52), если состав минералов выражен в виде химических и структурно-химических формул (см. табл. 26, графы 7—15), или по формуле (54), если состав минералов выражен в весовом процентном содержании окислов и элементов (см. табл. 27, графы 27—41);

$K_n = (1 - 0,01 \cdot \Pi)$ — поправочный коэффициент за пористость, находится по формуле (30г) или, что менее точно, по аналогии с подобными породами, для которых этот коэффициент известен.

Содержание каждого катиона определяется по формулам:

$$F_k^v = \frac{\Sigma F_a^v}{\Sigma A_a} \cdot A_k^i; \quad (60a)$$

$$N_k^v = \frac{\Sigma N_a^v}{\Sigma A_a} \cdot A_k^i; \quad (60b)$$

если же анионная составляющая в породе представлена только кислородом, то приведенные формулы (60а) и (60б) примут вид:

$$F_k^v = \frac{F_O^v}{A_O} \cdot A_k^i; \quad (60в)$$

$$N_k^v = \frac{N_O^v}{A_O} \cdot A_k^i; \quad (60г)$$

где ΣA_a — общая сумма атомных количеств всех входящих в породу анионов;
 A_O — атомное количество кислорода;
 A_k^i — атомное количество искомого катиона.

Когда анионная составляющая породы представлена лишь кислородом, то содержание атомов каждого катиона может быть найдено по формуле (61а), если состав минералов выражен в виде химических формул, или по формуле (61б), если состав минералов — в весовом процентном содержании окислов элементов:

$$N_k^v = \frac{N_O^v}{A_O} \cdot A_k^i = 10 \cdot K_n \cdot F_k^v = K_n \cdot \frac{10 \cdot F_O^v}{A_O} \cdot A_k^i = K_n \cdot \frac{60,24}{A_O} \times \\ \times \left(\frac{\gamma_1 \cdot \Psi_1}{M_1} \cdot n_1^O + \frac{\gamma_2 \cdot \Psi_2}{M_2} \cdot n_2^O + \dots + \frac{\gamma_k \cdot \Psi_k}{M_k} \cdot n_k^O \right) \cdot A_k^i; \quad (61a)$$

$$N_k^v = \frac{N_O^v}{A_O} \cdot A_k^i = 10 K_n \cdot F_k^v = K_n \cdot \frac{10 \cdot F_O^v}{A_O} \cdot A_k^i = K_n \times \\ \times \frac{60,24 \cdot 10^{-5}}{A_O} \cdot (\gamma_1 \Psi_1 \cdot A_1^O + \gamma_2 \Psi_2 \cdot A_2^O + \dots + \gamma_k \Psi_k \cdot A_k^O) \cdot A_k^i, \quad (61b)$$

$\Psi_1, \Psi_2, \dots, \Psi_k$ — величина объемного процентного содержания соответственно первого, второго и т. д. вплоть до k -го минерала (пористость не учтена);

$\gamma_1, \gamma_2, \dots, \gamma_k$ — удельный вес соответственно первого, второго и т. д. вплоть до k -го минерала;

M_1, M_2, \dots, M_k — молекулярный вес соответственно первого, второго и т. д. вплоть до k -го минерала;

$n_1^0, n_2^0, \dots, n_k^0$ — количество атомов кислорода в химической формуле соответственно первого, второго и т. д. вплоть до k -го минерала;

$A_1^0, A_2^0, \dots, A_k^0$ — атомное количество кислорода в составе соответственно первого, второго и т. д. вплоть до k -го минерала.

Порядок расчета по рассматриваемому методу следующий. Прежде всего сумму весовых процентов в анализе приводят к 100% (табл. 31, графы 11, 12). Затем находят атомные количества катионов и анионов (см. табл. 31, графы 13, 14) с точностью до 0,1% и сумму атомных количеств всех анионов (ΣA_a). Подсчиты-

вается содержание минералов в шлифах в объемных процентах (Ψ_m) (см. табл. 31, графу 5) с точностью до 0,5—1%; пористость в расчет не принимается. Дальнейший расчет проводится по одному из следующих трех вариантов.

1. По данным оптических исследований или согласно минеральным парагенезисам устанавливаются и записываются химические формулы минералов (см. табл. 31, графу 2), их удельные и молекулярные веса (см. табл. 31, графы 3, 4). После этого определяется переходный коэффициент (см. табл. 31, графу 6) по формуле $60,24 \frac{\gamma_m \cdot \Psi_m}{M_m}$ для каждого минерала в отдельности. Пере-

водится переводных коэффициентов по количественному минеральному составу (второй ант)

Таблица 31

переводных коэффициентов по количественному минеральному составу (второй ант)

Минерал*	Формула	Удельный вес минерала γ_m	Молекулярный вес минерала M_m	Содержание минерала в Ψ_m , объем. %	$60,24 \frac{\gamma_m \cdot \Psi_m}{M_m}$	Количество анионов в 10 000 Å		
						O	F	Cl
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Гроссуляр	$Ca_3(Al_{0,9}Fe_{0,1})_2[SiO_4]_3$	3,60	453,51	2	0,956	11,5	—	—
Андрадит	$Ca_3Fe_2^{+2}[SiO_4]_3$	3,87	508,21	87	39,910	478,9	—	—
Диопсид	$Ca(Mg_{0,95}Fe_{0,05})[Si_2O_6]$	3,33	218,09	8	7,361	44,2	—	—
Кальцит	$CaCO_3$	2,72	100,09	3	4,912	14,7	—	—
Сумма Σ	—	—	—	100	—	549,3	—	—
						549,3		
Формула породы: $Si_{129,3}Ti_{0,2}Al_{1,7}Fe_{73,7}^{+3}Fe_{0,4}^{+2}Mn_{0,5}Mg_{6,9}Ca_{118,8}P_{0,2}C_{5,7}O_{510,8}$								
$K_n=0,93; \frac{\Sigma F_a^v}{\Sigma A_a} = \frac{F_O^v}{A_O} = \frac{54,93}{2428,88} = 0,02252; \frac{\Sigma N_a^v}{\Sigma A_a} = \frac{N_O^v}{A_O} = \frac{510,8}{2428,88} = 0,2103$								
* Примесь кварца, гематита, апатита не поддается учету								

Компоненты породы	Вес. %		Атомные количества		Элементы	Количество катионов в 10 000 Å ³	
	результаты анализа	приведенные к 100%	катион	анион		$10F_i^v$	N_i^v
10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	36,07	36,95	615,0	1230,0	Si	139,1	129,3
TiO ₂	0,06	0,06	0,8	1,6	Ti	0,2	0,2
Al ₂ O ₃	0,41	0,42	8,2	12,3	Al	1,8	1,7
Fe ₂ O ₃	27,30	27,96	350,3	525,7	Fe ⁺³	79,2	73,7
FeO	0,15	0,15	2,1	2,1	Fe ⁺²	0,5	0,4
MnO	0,18	0,18	2,5	2,5	Mn	0,6	0,5
MgO	1,29	1,32	32,7	32,7	Mg	7,4	6,9
CaO	30,94	31,68	564,9	564,9	Ca	127,8	118,8
Na ₂ O	0,00	0,00	—	—	Na	—	—
K ₂ O	0,00	0,00	—	—	K	—	—
P ₂ O ₅	0,09	0,09	1,2	3,0	P	0,3	0,2
CO ₂	1,16	1,19	27,04	54,08	C	6,1	5,7
H ₂ O	0,00	0,00	—	—	O	549,4	510,8
Σ	97,65	100,00	1604,74	2428,88	Σ	912,4	848,2
			4033,62				

множением этого коэффициента на количество n_m^a аниона a в формуле минерала m получают содержание этого аниона в 10000 \AA^3 объема массы вещества (см. табл. 31, графы 7—9).

2. Если состав минералов в соответствующих справочниках дан не в виде химических формул, а в весовых процентных содержаниях окислов, то записываются химический состав минералов и их удельные веса, как это показано в табл. 27 (графы 2 и 3—14). По процентному содержанию окислов находят атомные количества анионов в каждом минерале (A_m^a) (см. табл. 27, графы 16—27). Затем подсчитывается количество атомов каждого аниона в объеме массы вещества породы в 10000 \AA^3 соответственно для каждого минерала путем перемножения атомного количества искомого аниона в минерале (A_m^a), удельного веса минерала (γ_m), его содержания в объемных процентах (Ψ_m) и коэффициента $60,24 \times 10^{-5}$ (см. табл. 27, графу 40).

Суммированием чисел в графах 7—9 табл. 31 получим содержание каждого аниона в 10000 \AA^3 породы для случая, когда пористость отсутствует, т. е. величины $10 F_a^v$. В рассматриваемом здесь примере имеется только один тип анионов — кислород; соответствующая ему величина $10 F_a^v$ равна 549,3. Умножая эти величины $10 F_a^v$ на поправочный коэффициент на пористость K_p , определяем общее содержание каждого из анионов в 10000 \AA^3 породы с учетом ее пористости, т. е. находим значения N_a^v . В этом примере для кислорода $N_a^v = 0,93 \cdot 10 F_a^v = 510,8$. Поправочный коэффициент на пористость определяется по формуле (30г) или по аналогии с величиной поправочного коэффициента пород сходного состава, пористость которых известна.

Находим общее число всех анионов $10 \Sigma F_a^v$ в 10000 \AA^3 (в этом примере — 549,3) и делим его на сумму атомных количеств анионов ΣA_a (по табл. 31 — 2428,88), рассчитывая таким способом переводный коэффициент $\frac{10 \Sigma F_a^v}{\Sigma A_a}$. Умножая этот коэффициент на атомное количество каждого катиона, находим его содержание в 10000 \AA^3 породы без учета ее пористости, т. е. величины $10 F_i^v$ для каждого катиона (см. табл. 31, графу 16). Аналогичными вычислениями с помощью переводного коэффициента $\left(\frac{\Sigma N_a^v}{\Sigma A_a}\right)$ и атомных количеств катионов определяются их содержания в 10000 \AA^3 породы с учетом ее пористости (см. табл. 31, графу 17). В примере $\Sigma N_a^v = 510,8$ (число анионов кислорода, уже подсчитанное ранее).

Содержание каждого элемента i в весовом выражении (в г) в объеме 1000 см^3 (p_i) находится по формуле (53).

Таблица 32

Определение числа атомов в 10000 \AA^3 по атомно-объемной системе с расчетом δ_p по количественно-минералогическому составу (третий вариант)

Минерал *	Формула	Содержание минерала, объемн. %	Количество анионов в 10000 \AA^3			Компонируемые породы	Вес. %		Атомные количества		Элементы	Количество атомов в объеме 10000 \AA^3 породы	
			O	F	Cl		результаты анализа	приведенные к 100%	катион	анион		$10 \cdot F_i^v$	N_i^v
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Грессуляр	$\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$	2	11,64	—	—	SiO_2	36,07	36,05	615,0	1230,0	Si	138,0	128,4
Андралит	$\text{Ca}_3\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]_3$	83	455,0	—	—	TiO_2	0,06	0,06	0,8	1,6	Ti	0,2	0,2
Диопсид	$\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$	8	44,2	—	—	Al_2O_3	0,41	0,42	8,2	12,3	Al	1,8	1,7
Кальцит	CaCO_3	7	34,3	—	—	Fe_2O_3	27,30	27,06	350,3	525,7	Fe^{+3}	78,6	73,1
						FeO	0,15	0,15	2,1	2,1	Fe^{+2}	0,5	0,4
						MnO	0,18	0,18	2,5	2,5	Mn	0,6	0,5
						MgO	1,29	1,32	32,7	32,7	Mg	7,3	6,8
						CaO	30,94	31,68	564,9	564,9	Ca	126,8	117,9
						Na_2O	0,00	0,00	—	—	Na	—	—
						K_2O	0,00	0,00	—	—	K	—	—
						P_2O_5	0,09	0,09	1,2	3,0	P	0,3	0,2
						CO_2	1,16	1,19	27,04	54,08	$\text{C}(\text{CO}_2)$	6,1	5,6
						H_2O	0,00	0,00	—	—	H(OH)	—	—
Σ		100	545,1	—	—	Σ	67,65	100,00	604,74	2428,88	Σ	905,2	841,7
Формула породы: $\text{Si}_{128,4}\text{Ti}_{0,2}\text{Al}_{1,7}\text{Fe}^{+3}_{7,3}\text{Fe}^{+2}_{0,4}\text{Mn}_{0,8}\text{Mg}_{6,8}\text{Ca}_{117,9}\text{P}_{0,2}\text{C}_{5,6}\text{O}_{506,9}$													
$K_p = 0,93$; $N_a^v = 506,9$; $\frac{\Sigma F_a^v}{\Sigma A_a} = 0,02244$; $\frac{N_a^v}{\Sigma A_a} = 0,2087$													

* Примесь кварца, гематита, апатита не поддается учету.

3. Расчеты с использованием теоретических составов минералов с учетом результатов их оптического исследования осуществляются с помощью таблиц приложения 3, а для минералов, отсутствующих в этих таблицах, с помощью формулы (56а) (см. табл. 32).

Расчет количества анионов в объеме $10\,000 \text{ \AA}^3$ породы может быть произведен с помощью таблиц приложения 3, исходящих из теоретического состава минералов, но учитывающих все крайние члены изоморфных рядов минералов. Общее количество атомов анионов в минералах (с учетом возможных изоморфных рядов) является величиной достаточно стабильной (сравнить минералы группы граната, карбонаты и т. д., см. приложение 3, графу 10), использование которой при расчетах обеспечивает большую точность, чем та, которая может быть обеспечена введением в расчетные формулы величин удельного веса минералов. В этом случае по данным объемного процентного содержания минералов в породе (Ψ_m) непосредственно по таблицам приложения 3 (графа 10) находится содержание анионов в объеме $10\,000 \text{ \AA}^3$ массы вещества породы соответственно содержанию каждого минерала ($0,1 \cdot F_m^a \cdot \Psi_m$).

Минералы переменного состава разлагаются на крайние члены изоморфного ряда, в которых содержание анионов подсчитывается самостоятельно в соответствии с процентным содержанием их в породе, а затем суммированием найденных количеств атомов, отвечающих этим крайним членам изоморфного ряда, определяется содержание атомов анионов, соответствующее процентному содержанию самого минерала переменного состава (например, альбит и анортит, гроссуляр и андрадит, диопсид и геденбергит).

Содержание атомов анионов в рассматриваемом объеме породы, связанное с минералами, не приведенными в приложении 3, можно определить с помощью формулы (56а), которая, собственно говоря, и лежит в основе указанных таблиц. Дальнейший расчет производится по изложенной выше схеме на стр. 132, а запись осуществляется по форме табл. 32.

Рассмотренные варианты пересчета химических анализов пород исходят из одних и тех же предпосылок и обладают одной и той же точностью. Но второй и третий методы, основанные на вычислении коэффициентов, требуют значительно большей затраты времени, поэтому в большинстве случаев рекомендуется применять метод пересчета, основанный на расчете удельного веса породы, и использовать при этом таблицы приложения 1. Метод пересчета химических анализов пород, исходящий из знаний химических формул минералов или их химических составов, рекомендуется применять в двух случаях: а) когда в составе породы имеются минералы, содержащие анионы, не определявшиеся химическим анализом, что позволяет устанавливать их содержание, б) когда желательно использовать данные о химическом составе минералов, слагающих породу.

При рассматриваемых здесь расчетах вначале вычисляется субмодальный состав породы, а затем — значения удельного и объемного весов. Определение субмодального состава производится в соответствии с качественным минеральным составом породы путем последовательного исключения окислов или с помощью приложения 2 (см. стр. 161—162 и 167—170) по принципу пересчета, принятому в американской системе *CIPW* (Заварицкий, 1960; Четвериков, 1956).

Определение содержания атомов элементов в стандартном объеме породы, исходя из химического и рассчитанного субмодального состава породы, может быть произведено: а) из общего количества атомов анионов, определенного на основе химического состава и удельных весов минералов, б) из рассчитанного удельного веса породы. Первый способ несколько сложнее в расчетах, чем второй. Им рекомендуется пользоваться лишь в тех случаях, когда в составе породы имеются минералы, содержащие анионы, не определявшиеся химическим анализом, но содержание которых желательно знать, и когда возможно использовать имеющиеся данные о химическом составе минералов, слагающих породу. Во всех остальных случаях рекомендуется применять более простой и быстрый метод, исходящий из рассчитанного удельного веса породы.

Ниже приводится описание последовательности вычислений при определении субмодального состава пород и при расчете числа атомов в стандартном объеме по двум указанным способам.

В табл. 33 приведен пример пересчета химического анализа гранатового скарна на субмодальный состав в весовых и затем — в объемных процентах. Минеральный состав гранатового скарна приведен в табл. 32 (графа 1, 2). При пересчете вначале весовые процентные содержания компонентов (P_o) химического анализа породы приводятся к 100% (см. табл. 33, графы 2, 3). Затем с помощью таблиц А. Н. Заварицкого (1950, 1960), С. Д. Четверикова (1956) или расчетным путем (по формуле $M_k = \frac{P_o}{M_o}$, где

M_k — молекулярное количество окисла, M_o — молекулярный вес окисла, P_o — содержание этого окисла в весовых процентах) находятся молекулярные количества каждого компонента, приведенного в результатах анализа (см. табл. 33, графу 4). После этого выписываются теоретические формулы минералов с указанием в них всех элементов, изоморфно замещающих главнейшие из приведенных в результатах анализа породы. Запись формулы минерала может производиться в виде структурно-химической фор-

* Субмодальным составом мы называем количественный минеральный состав, рассчитанный по результатам химического анализа с учетом состава реальных минералов породы.

Расчет субидального состава скарна

Компоненты	Вес. %		Молекулярные коэффициенты (м. к.)	Апатит $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3 \times (\text{F}, \text{Cl})$ $9\text{CaO} \cdot 3\text{P}_2\text{O}_5 \times \text{Ca}(\text{F}, \text{Cl})_2$		Кальцит $\text{Ca}(\text{CO}_3)$ $\text{CaO} \cdot \text{CO}_2$		Диопсид $\text{Ca}(\text{Fe}, \text{Mg}) \times (\text{Si}_2\text{O}_6)$ $\text{CaO} \cdot (\text{Mg}, \text{Fe})\text{O} \cdot 2\text{SiO}_2$		Гроссуляр $(\text{Ca}, \text{Mn})_3 \times \text{Fe}_2 \times (\text{Si}, \text{Ti})\text{O}_6$ $3(\text{Ca}, \text{Mn})\text{O} \times \text{Fe}_2\text{O}_3 \times 3(\text{Si}, \text{Ti})\text{O}_2$		Андрадит $(\text{Ca}, \text{Mn})_3 \times \text{Fe}_2 \times (\text{Si}, \text{Ti})_6$ $3(\text{Ca}, \text{Mn})\text{O} \times \text{Fe}_2\text{O}_3 \times 3(\text{Si}, \text{Ti})\text{O}_2$		Гематит Fe_2O_3		Кварц SiO_2	
	результаты анализа	приведенные к 100%		м. к.	вес. %	м. к.	вес. %	м. к.	вес. %	м. к.	вес. %	м. к.	вес. %	м. к.	вес. %	м. к.	вес. %
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO_2	36,07	36,55	615,0	—	—	—	—	69,60	4,18	12,30	0,74	40,46	29,47	—	—	42,64	2,56
TiO_2	0,06	0,06	0,8	—	—	—	—	—	—	—	—	0,80	0,06	—	—	—	—
Al_2O_3	0,41	0,42	4,1	—	—	—	—	—	—	4,10	0,42	—	—	—	—	—	—
Fe_2O_3	27,30	27,96	175,1	—	—	—	—	—	—	—	—	163,75	26,15	11,35	1,81	—	—
FeO	0,15	0,15	2,1	—	—	—	—	2,10	0,15	—	—	—	—	—	—	—	—
MnO	0,18	0,18	2,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	1,29	1,32	32,7	—	—	—	—	32,70	1,32	—	—	—	—	—	—	—	—
CaO	30,94	31,68	564,9	2,00	0,11	27,04	1,52	34,80	1,95	12,30	0,69	488,76	27,41	—	—	—	—
P_2O_5	0,09	0,09	0,6	0,60	0,09	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CO_2	1,16	1,19	270,4	—	—	27,04	1,19	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
F, Cl	—	—	—	(0,20)	(0,03)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Σ	57,65	100,00	1424,84	2,60	0,20	54,08	2,71	139,20	7,60	28,70	1,85	1146,27	83,27	11,35	1,81	42,64	2,56

Продолжение табл. 33

Компоненты	Вес. %		Молекулярные коэффициенты (м. к.)	Апатит $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3 \times (\text{F}, \text{Cl})$ $9\text{CaO} \cdot 3\text{P}_2\text{O}_5 \times \text{Ca}(\text{F}, \text{Cl})_2$		Кальцит $\text{Ca}(\text{CO}_3)$ $\text{CaO} \cdot \text{CO}_2$		Диопсид $\text{Ca}(\text{Fe}, \text{Mg}) \times (\text{Si}_2\text{O}_6)$ $\text{CaO} \cdot (\text{Mg}, \text{Fe})\text{O} \cdot 2\text{SiO}_2$		Гроссуляр $(\text{Ca}, \text{Mn})_3 \times \text{Fe}_2 \times (\text{Si}, \text{Ti})\text{O}_6$ $3(\text{Ca}, \text{Mn})\text{O} \times \text{Fe}_2\text{O}_3 \times 3(\text{Si}, \text{Ti})\text{O}_2$		Андрадит $(\text{Ca}, \text{Mn})_3 \times \text{Fe}_2 \times (\text{Si}, \text{Ti})_6$ $3(\text{Ca}, \text{Mn})\text{O} \times \text{Fe}_2\text{O}_3 \times 3(\text{Si}, \text{Ti})\text{O}_2$		Гематит Fe_2O_3		Кварц SiO_2	
	результаты анализа	приведенные к 100%		м. к.	вес. %	м. к.	вес. %	м. к.	вес. %	м. к.	вес. %	м. к.	вес. %	м. к.	вес. %	м. к.	вес. %
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
P_m^p	—	—	—	—	0,20	—	2,71	—	7,60	—	1,85	—	83,27	—	1,81	—	2,56
Расширенная формула минерала				$9\text{CaO} \times 3\text{P}_2\text{O}_5 \times \text{Ca}(\text{F}, \text{Cl})_2$	$\text{CaO} \times (\text{Mg}, \text{Fe}) \times \text{Fe}_2\text{O}_3 \times 2\text{SiO}_2$	$3\text{CaO} \times \text{Al}_2\text{O}_3 \times 3\text{SiO}_2$	$3(\text{Ca}_{0,994} \times \text{Mn}_{0,006}) \times \text{Fe}_2\text{O}_3 \times (\text{Si}_{10,998} \times \text{Ti}_{0,002})\text{O}_2$	Fe_2O_3	SiO_2								
Удельный вес минерала (расчитанный по его формуле) γ_m				3,208	2,724	3,335	3,599	3,864	5,302	0,341	0,959						
Содержание минерала, объемн. %				0,22	3,73	8,54	1,93	80,70	1,28	3,59							
				0,21	3,47	7,94	1,80	75,05	1,19	3,34							

мулы, но для простоты дальнейших вычислений желательно приводить и формулу минерала в виде окислов. После этого выписывается молекулярное количество компонента, входящее лишь в один минерал и соответствующее ему содержание в весовых процентах этого компонента в анализе породы. Так, в табл. 33 в графе 5 выписано молекулярное количество P_2O_5 , а в графе 6 — соответствующее ему содержание P_2O_5 в анализе породы. Исходя из коэффициентов при окислах в формуле минерала путем составления пропорции находится молекулярное количество одного из компонентов минерала (СаО для апатита) и затем также путем составления простой пропорции между общим молекулярным количеством этого компонента в породе и его весовым содержанием, с одной стороны, и молекулярным количеством этого компонента, приходящимся на данный минерал, с другой, устанавливается весовое процентное содержание этого компонента, относящееся к рассматриваемому минералу. В приведенном примере для апатита для простоты вычислений принималось, что весь кальций связан с кислородом ($10CaO : 3P_2O_5$), хотя можно было бы учесть различие в атомных весах кислорода и галлоидов и ввести соответствующую поправку в результаты определения весового содержания апатита, которая выходила бы за пределы точности расчетов, почему она и не введена. Затем суммированием полученных весовых содержаний компонентов, приходящихся на апатит, найдено его содержание в весовых процентах в породе (P_m^p). Величина P_m^p может находиться и по прилож. 2.

Таким же образом по величине молекулярного количества CO_2 и отвечающего ему содержания CO_2 в весовых процентах находится содержание кальцита (см. табл. 33, графы 7, 8). Все Fe^{+2} введено в формулу диопсида, Mn и Ti — в формулу андрадита. Соотношение между коэффициентами для Mg и Fe^{+2} в формуле диопсида, Ca и Mn, а также Si и Ti в формуле андрадита устанавливается, исходя из соотношений между молекулярными количествами или весовыми процентными содержаниями элементов в каждой из указанных пар.

Содержание диопсида установлено, исходя из суммарного содержания FeO и MgO, гроссуляра — из содержания Al_2O_3 , андрадита — из содержания СаО, представляющего собой остаток от общего молекулярного количества, а следовательно, и весового процентного содержания СаО в анализе породы после вычитания из него всего молекулярного количества СаО (соответственно и весового процентного содержания), связанного с апатитом, кальцитом, диопсидом и гроссуляром. Соответствующим образом установлено содержание гематита и кварца.

Сумма весовых процентных содержаний минералов вместе с нераспределившимся остатком (в рассматриваемом примере отсутствует), который не должен превышать 2—3% от всего минерального состава, должна быть равна 100%. Сумма молекулярных количеств по всем минералам, включая и нераспределенный оста-

ток их, должна соответствовать сумме молекулярных количеств химического анализа породы (контроль результатов пересчета). Как итог записываются установленные в результате пересчета формулы минералов.

Первый вариант расчета содержания атомов в породе на основе химических составов и удельных весов минералов основан на использовании формул (60а), (60б), (62) и (63).

По формуле (62), выведенной из формул (40б), (44б) и (45б), устанавливается содержание в геометрическом объеме $10\,000 \text{ \AA}^3$ породы каждого из входящих в нее анионов:

$$N_a^v = 10 \cdot K_{II} \cdot F_a^v = K_{II} \cdot \delta_b \cdot 10^3 \cdot \sum_{m=1}^k \cdot N_m^a = K_{II} \frac{\delta_b \cdot 10^3}{16,6} \cdot \sum_{m=1}^k \left(\frac{n_m^a}{M_m} \cdot P_m^p \right) =$$

$$= 60,24 \left(\frac{P_1^p}{M_1} \cdot n_1^a + \frac{P_2^p}{M_2} \cdot n_2^a + \dots + \frac{P_k^p}{M_k} \cdot n_k^a \right) \frac{100}{\frac{P_1^p}{\gamma_1} + \frac{P_2^p}{\gamma_2} + \dots + \frac{P_k^p}{\gamma_k}} \cdot K_{II}. \quad (62)$$

Если в породе содержится несколько анионов, то общее количество их в стандартном объеме породы (ΣN_a^v) определяется суммированием содержания каждого из анионов, определенного по формуле:

$$\Sigma N_a^v = 10 \cdot K_{II} \cdot \Sigma F_a^v = 10 \cdot K_{II} (F_O^v + F_F^v + F_{Cl}^v + F_S^v). \quad (63)$$

После этого находится количество атомов каждого катиона по формуле (60б) в геометрическом объеме в $10\,000 \text{ \AA}^3$ (N_a^v) и по формуле (60а) в объеме массы вещества породы в 1000 \AA^3 (F_a^v):

$$F_{\kappa}^v = \frac{\Sigma F_a^v}{\Sigma A_a} \cdot A_{\kappa}^i;$$

$$N_{\kappa}^v = \frac{\Sigma N_a^v}{\Sigma A_a} \cdot A_{\kappa}^i.$$

Если анионная часть минералов представлена только кислородом, то количество каждого катиона может быть найдено по формуле (60г) в геометрическом объеме породы в $10\,000 \text{ \AA}^3$ (N_{κ}^v) и по формуле (60в) в объеме массы вещества породы в 1000 \AA^3 (F_{κ}^v):

$$F_{\kappa}^v = \frac{F_O^v}{A_O} \cdot A_{\kappa}^i;$$

$$N_{\kappa}^v = \frac{N_O^v}{A_O} \cdot A_{\kappa}^i.$$

В формулах (62), (63) ΣN_a^v , N_a^v , N_O^v , N_F^v , N_{Cl}^v , N_S^v — сумма количества атомов соответственно всех анионов, данного аниона a, кислорода, фтора, хлора, сульфидной серы в стандартном геометрическом объеме ($10\,000 \text{ \AA}^3$) породы;

$$\Sigma F_a^v, F_a^v, F_O^v, F_F^v, F_{Cl}^v, F_S^v —$$

— сумма количества атомов соответственно всех анионов, данного аниона a , кислорода, фтора, хлора, сульфидной серы в стандартном объеме (1000 \AA^3) массы вещества породы, т. е. объемно-атомное интрамиллярное содержание соответственно всех анионов, данного аниона a , кислорода, фтора, хлора, сульфидной серы;

K_n — поправочный коэффициент на пористость породы;

$P_m^p, P_1^p, P_2^p, \dots, P_k^p$ — рассчитанное весовое процентное содержание, соответственно минерала m , первого, второго и т. д. вплоть до k -го минерала;

$\gamma_m, \gamma_1, \gamma_2, \dots, \gamma_k$ — удельный вес соответственно минерала m , первого, второго и т. д. вплоть до k -го минерала;

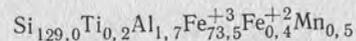
$M_m, M_1, M_2, \dots, M_k$ — молекулярный вес соответственно минерала m , первого, второго и т. д. вплоть до k -го минерала;

$n_m^a, n_1^a, n_2^a, \dots, n_k^a$ — количество атомов данного аниона в химической формуле соответственно минерала m , первого, второго и т. д. вплоть до k -го минерала;

Определение числа атомов в стандартном объеме по атомно-объемной

Минерал	Формула	Содержание минерала, вес. %	Молекулярный вес минерала	Z_m^0	V_m^0	Удельный вес минерала	$\frac{P_m^p}{\gamma_m}$
Гроссуляр	$\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$	1,85	450,47	8	1664	3,599	0,514
Андрадит	$(\text{Ca}_{0,994}\text{Mn}_{0,006})\text{Fe}_2^{+3} \times$ $\times [(\text{Si}_{0,998}\text{Ti}_{0,002})\text{O}_4]_3$	83,27	508,60	8	1748	3,864	21,550
Диопсид	$\text{Ca}(\text{Mg}_{0,94}\text{Fe}_{0,06})[\text{Si}_2\text{O}_6]$	7,60	218,47	4	437	3,335	2,281
Кальцит	CaCO_3	2,71	100,09	2	122	2,724	0,995
Апатит	$\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3(\text{F}, \text{Cl})$	0,20	504,34	2	522	3,208	0,062
Гематит	Fe_2O_3	1,81	159,70	2	100	5,302	0,341
Кварц	SiO_2	2,56	60,09	3	112	2,672	0,959
Σ	—	100,00	—	—	—	—	26,702

Формула породы:



$$K_n = 0,93; \delta_B = \frac{100}{26,702} = 3,75$$

ΣA_a — сумма атомных количеств всех анионов в породе по результатам химического анализа;
 A_O — атомное количество кислорода в породе;
 A_K^i — атомное количество данного катиона i в породе;
 δ_B — вычисленный удельный вес породы [находится по формуле (446)].

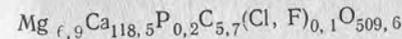
Величина удельного веса каждого минерала (γ_m) находится или экспериментально, или по соответствующим справочным руководствам, согласно установленным в результате пересчета химическим формулам минералов. Когда же эти формулы близки к теоретическим, приведенным в таблицах приложения 3, удельный вес каждого минерала находится расчетным путем согласно равенству (37).

Порядок расчетов по этому способу следующий. Вначале сумма весовых процентов окислов приводится к 100 (см. табл. 34, графы 13, 14). Записывается вычисленный субмодальный состав породы (см. табл. 34, графу 3).

Таблица 34

системе на основе субмодального состава породы (первый вариант)

Число анионов в $10\,000 \text{ \AA}^3$			Компоненты породы	Вес. %		Атомные количества		Элементы	Количество атомов в стандартном объеме породы	
O	F	Cl		результаты анализа	приведенные к 100%	катион	анион		F_i^v	N_i^v
9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
11,1	—	—	SiO_2	36,07	36,95	615,0	1230,0	Si	13,87	129,0
443,4	—	—	TiO_2	0,06	0,06	0,8	1,6	Ti	0,02	0,2
47,2	—	—	Al_2O_3	0,41	0,42	8,2	12,3	Al	0,18	1,7
18,3	—	—	Fe_2O_3	27,30	27,96	350,3	525,7	Fe^{+3}	7,90	73,5
1,1	—	—	FeO	0,15	0,15	2,1	2,1	Fe^{+2}	0,05	0,4
1,1	—	0,1	MnO	0,18	0,18	2,5	2,5	Mn	0,06	0,5
7,7	—	—	MgO	1,29	1,32	32,7	32,7	Mg	0,74	6,9
19,2	—	—	CaO	30,94	31,68	564,9	564,9	Ca	12,74	118,5
			Na_2O	0,00	0,00	—	—	Na	—	—
			K_2O	0,00	0,00	—	—	K	—	—
			P_2O_5	0,09	0,09	—	—	P	0,03	0,2
			CO_2	1,16	1,19	—27,04	54,08	$\text{C}(\text{CO}_2)$	0,61	5,7
			H_2O	0,00	0,00	—	—	O	54,80	509,6
548,0	—	0,1	Σ	97,65	100,00	1604,74	2428,88	Σ	91,00	845,2



Из химических формул минералов (см. табл. 34, графу 2) рассчитывается величина молекулярного веса каждого минерала (M_m) (см. табл. 34, графу 4) с помощью приложения 5. Далее по таблицам приложения 3 для каждого минерала находится число формульных единиц (z_m^0) и объем его элементарной ячейки (V_m^0) (см. табл. 34, графы 5, 6). На основании этих данных находится удельный вес каждого минерала (γ_m') по формуле (37) как частное от деления на объем элементарной ячейки (V_m^0) произведения коэффициента 1,66 на число формульных единиц (z_m^0) и на молекулярный вес минерала (M_m) (см. табл. 34, графу 7). Если выведенная формула минерала очень сильно отличается от формулы, приведенной в приложении 3, или данный минерал отсутствует в этом приложении, удельный вес его может быть найден из формулы и величины z_m^0 и V_m^0 в специальных справочниках.

Определяются частные от деления на удельный вес каждого минерала величины его весового процентного содержания $\left(\frac{P_m^p}{\gamma_m'}\right)$ (см. табл. 34, графу 8), а затем — их сумма. Рассчитывается величина удельного веса породы (δ_v) как частное от деления 100 на эту сумму.

Затем подсчитывается величина $10F_{am}^v$ — количество анионов в объеме $10\,000 \text{ \AA}^3$ массы вещества, связанное с отдельными минералами (см. табл. 34, графы 9—11) по равенству:

$$10 \cdot F_{am}^v = 60,24 \cdot \delta_v \cdot \frac{P_m^p}{M_m} \cdot n_m^a,$$

где n_m^a — число атомов данного аниона a в формуле минерала m .

Суммированием количеств атомов каждого аниона, связанных с отдельными минералами, получаем количество каждого аниона в $10\,000 \text{ \AA}^3$ объема массы вещества породы ($10 \cdot F_m^v$) т. е. для случая, когда пористость пород не принимается во внимание. Для нахождения числа анионов в $10\,000 \text{ \AA}^3$ с учетом пористости пород величины $10 \cdot F_m^v$ следует умножить на коэффициент пористости $K_{\text{п}}$ [формулы (30б), (30г), (45а)]. Так, в рассматриваемом здесь примере ($K_{\text{п}}=0,93$) для кислорода $N_{\text{O}}^v=548,0 \times 0,93=509,6$; для хлора $N_{\text{Cl}}^v=0,10 \times 0,93=0,10$. Затем определяется общее содержание анионов в $10\,000 \text{ \AA}^3$ с учетом и без учета пористости пород, т. е. величины $10 \cdot \Sigma F_a^v$ и ΣN_a^v . В настоящем примере они соответственно равны 548,0 и 509,6.

Следующий этап расчетов — нахождение атомных количеств катионов и анионов, соответствующих весовым процентам химического анализа (см. табл. 34, графы 15, 16). После этого рас-

считываются два переводных коэффициента. Для этого сумму атомов всех анионов в стандартном объеме массы вещества породы (ΣF_a^v) делят на сумму их атомных количеств (ΣA_a) [см. формулы (60а) и (60в)], а сумму всех анионов в стандартном геометрическом объеме породы (ΣN_a^v) — на сумму их атомных количеств (ΣA_a) [см. формулы (60б) и (60г)].

При помощи первого коэффициента (в рассматриваемом примере он равен 0,02256) вычисляется количество атомов каждого катиона (F_i^v) в стандартном объеме массы вещества (1000 \AA^3). Для этого переводной коэффициент умножается для каждого катиона на его атомное количество A_k^i . Полученное таким образом число отвечает объемно-атомной интрамиле данного катиона (см. табл. 34, графу 18).

При помощи второго коэффициента (для примера в табл. 34 он оказался равным 0,2098) аналогичными действиями определяют содержание катионов в геометрическом объеме породы в $10\,000 \text{ \AA}^3$ (N_i^v). Эти величины приведены в графе 19 табл. 34.

Содержание любого элемента i в весовом выражении (в г) в объеме 1000 см^3 породы (p_i) может быть определено по формуле (53).

Второй вариант расчета содержания атомов в породе на основании рассчитанного удельного веса породы осуществляется по формулам (48) и (51) с предварительным определением удельного веса минералов (γ_m), слагающих породу, с помощью соответствующих справочных руководств или расчетным путем по формуле (37), а удельного веса породы — по формуле (44б).

Порядок расчета по рассматриваемому методу следующий. Исходя из формул минералов (табл. 35, графа 2), находится величина их удельного веса (см. табл. 35, графу 7) с помощью соответствующих справочников или расчетным путем по формуле (37). Если удельные веса минералов определяются расчетным путем, то согласно полученным формулам минералов определяются величины их молекулярного веса (M_m) (см. табл. 35, графу 4) с помощью приложения 5. Затем по таблицам приложения 3 или специальным справочникам находятся для каждого минерала число формульных единиц (z_m^0) и объем элементарной ячейки (V_m^0) (см. табл. 35, графы 5—6). На основании этих данных определяется удельный вес каждого минерала (γ_m') делением на объем элементарной ячейки (V_m^0) произведения коэффициента 1,66 на величину числа формульных единиц (z_m^0) и на молекулярный вес минерала (M_m) (см. табл. 35, графу 7).

После этого для каждого минерала определяются величина частного от деления его весового процента в породе на удельный вес $\left(\frac{P_m^p}{\gamma_m'}\right)$ (см. табл. 35, графу 8), а затем подсчитывается их

Минерал	Формула	Содержание минерала, вес. % $\frac{P_i}{P_m}$	Молекулярный вес минерала M_m	Z_m^0	V_m^0	Удельный вес минерала γ_m	$\frac{P_i}{P_m} \cdot \gamma_m$	Компоненты породы	Вес. %			Атомное количество		Количество атомов в стандартном объеме	
									результаты анализа	приведенные к 100%	денные	катион	анион	Элементы	F_i^v
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Гроссуляр	$\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$	1,85	450,47	8	1664	3,539	0,514	SiO_2	36,07	36,95	615,0	1230,0	Si	13,86	129,3
Андралит	$(\text{Ca}_{0,994}\text{Mn}_{0,006})_3 \times \text{Fe}_2^{+3}(\text{Si}_{0,998} \times \text{Ti}_{0,002})\text{O}_{15}$	83,27	508,60	8	1748	3,864	21,550	TiO_2	0,06	0,06	0,8	1,6	Ti	0,02	0,2
Диопсид	$\text{Ca}(\text{Mg}_{0,94}\text{Fe}_{0,06}) \times [\text{Si}_2\text{O}_6]$	7,60	218,47	4	437	3,355	2,281	Al_2O_3	0,41	0,42	8,2	12,3	Al	0,18	1,7
Кальцит	CaCO_3	2,71	100,09	2	122	2,724	0,955	Fe_2O_3	27,30	27,95	350,3	525,7	Fe ⁺³	7,89	73,6
Апатит	$\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3(\text{F}, \text{Cl})$	0,20	504,34	2	522	3,208	0,052	FeO	0,15	0,15	2,1	2,1	Fe ⁺²	0,05	0,4
Гематит	Fe_2O_3	1,81	159,70	2	100	5,302	0,341	MnO	0,18	0,18	2,5	2,5	Mn	0,06	0,5
Кварц	SiO_2	2,55	60,09	3	112	2,672	0,959	MgO	1,29	1,32	32,7	32,7	Mg	0,74	6,9
								CaO	30,94	31,68	554,9	554,9	Ca	12,73	118,8
								Na_2O	0,00	0,00	—	—	Na	—	—
								K_2O	0,00	0,00	—	—	K	—	—
								P_2O_5	0,09	0,09	1,2	3,0	P	0,03	0,2
								CO_2	1,16	1,19	27,04	54,08	C(CO ₂)	0,61	5,7
								H_2O	0,00	0,00	—	—	O	54,74	510,7
Сумма Σ	—	100,00	—	—	—	—	26,702	Σ	97,65	100,00	1604,74	2428,38	Σ	90,91	848,0
Формула породы:	$\text{Si}_{1,29,3}\text{Ti}_{0,2}\text{Al}_{1,7}\text{Fe}_{8,6}^{+3}\text{Fe}_{0,4}^{+2}\text{Mn}_{0,2}\text{Mg}_{0,5}\text{Ca}_{118,8}\text{P}_{0,2}\text{C}_{5,7}\text{O}_{510,7}$														
$K_n = 0,93$;	$\delta_B = \frac{26,702}{100} = 0,267$														
	$d_B = 3,49$														

сумма. Делением на полученную сумму коэффициента 100 находится удельный вес породы (δ_B).

Путем умножения удельного веса породы на поправочный коэффициент на пористость (K_n), найденный по формуле (30г), определяется значение объемного веса породы (d_B).

Наконец, по величине удельного веса породы (δ_B) и весовым процентам (см. табл. 35, графу 11) с помощью таблиц приложения 1 определяется количество атомов каждого элемента в объеме массы вещества в 1000 \AA^3 породы (F_i^v). Это и будут атомно-объемные интрамили элементов (см. табл. 35, графу 15). Аналогично по величине объемного веса породы (d_B) и весовым процентам окислов и элементов с помощью таблиц приложения 1 рассчитывается количество атомов каждого элемента (N_i^v) в геометрическом объеме в 10000 \AA^3 породы (см. табл. 35, графу 16).

Определение количества атомов в стандартном объеме породы может быть проведено и непосредственно по формулам (48) и (49) с предварительным нахождением атомных количеств или исходя из коэффициентов R_i и R_0 (см. стр. 241).

Содержание любого элемента i в весовом выражении (в г) в объеме 1000 см^3 породы (p_i) может быть найдено по формулам (50a) и (50б).

РАСЧЕТЫ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ МОЛЕКУЛЯРНО-ОБЪЕМНОЙ СИСТЕМЫ ВЫЧИСЛЕНИЯ НОРМАТИВНОГО СОСТАВА ПОРОД

Расчет объемно-атомных интрамилей и числа атомов в стандартном геометрическом объеме породы по указанному способу выполняется по результатам полного химического анализа породы при отсутствии сведений о ее удельном весе. Он устанавливается по нормативному составу породы, который в отличие от рассмотренных ранее методов определяется в этом варианте расчетов по молекулярно-объемной нормативной системе.

Молекулярно-объемная система расчета нормативного состава пород и руд (Рудник, 1966,) — наиболее объективная система расчета минерального состава пород и руд самого различного состава, генезиса и пористости. После расчета соответствующих коэффициентов эта система станет также и наиболее простой по технике вычислений.

Порядок пересчета химического анализа породы по предлагаемому методу следующий. По данным результатов химического анализа породы в весовых процентах (табл. 36, графы 1, 2) рассчитываются атомные количества (A_i) каждого элемента (см. табл. 36, графу 4)*. Затем находятся атомные проценты (F_i) элементов по величине их атомного количества (см. табл. 36, графы 3—5) согласно формуле (31).

* В данном примере величина атомного количества находилась после приведения результата химического анализа к 100%, что вообще делать не обязательно.

Расчет числа атомов в стандартном объеме по атомно-

Компоненты	Вес. %	Элементы	Атомные количества	Атомн. %	Апатит $Ca_5[PO_4]_3 \times (F, Cl)$	Кальцит $CaCO_3$	Диопсид-геденбергит $Ca(Fe, Mg)[Si_2O_6]$
1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	36,07	Si	615,0	15,25	—	—	1,72
TiO ₂	0,06	Ti	0,8	0,02	—	—	—
Al ₂ O ₃	0,41	Al	8,2	0,20	—	—	—
Fe ₂ O ₃	27,30	Fe ⁺³	350,3	8,68	—	—	—
FeO	0,15	Fe ⁺²	2,1	0,05	—	—	0,05
MnO	0,18	Mn	2,5	0,06	—	—	—
MgO	1,29	Mg	32,7	0,81	—	—	0,81
CaO	30,94	Ca	564,9	14,00	0,05	0,67	0,86
P ₂ O ₃	0,09	P	1,2	0,03	—	—	—
CO ₂	1,16	C CO ₂	27,04	0,67	—	0,67	—
(F, Cl)	—	F(Cl)	—	—	0,01	—	—
		O	2428,88	60,23	0,12	20,1	5,16
Σ	97,65		4033,61	100,00	—	—	—
		F_m			0,21	3,35	8,60
		$\frac{Q_m}{\Sigma n'_m}$			0,0125V _c	0,0122V _c	0,0108V _c
		V'_m			0,0025V _c	0,041V _c	0,093V _c
		F_m^v			0,19	3,02	7,76
		Ψ_m			0,23	3,70	8,39
		$0,1 \cdot N_m^v$			0,18	2,81	7,21
		$\Psi_{мп}$			0,21	3,44	7,80
Молекулярно-объемный субмодальный состав (расчитанный)		\mathfrak{M}_x^m			0,011	0,60	0,78
		$\mathfrak{M}_{хп}^m$			0,01	0,56	0,72
Молекулярно-объемный субмодальный состав в сим-волах		\mathfrak{K}_x			0,011Apt	0,60Cal	$\frac{0,78P_m}{0,053Hed + 0,73Di}$
		$\mathfrak{K}_{хп}$			0,01Apt	0,56Cal	$\frac{0,72P_m}{0,05Hed + 0,68Di}$

$$K_{п} = 0,93$$

Примечание. Apt — апатит; Cal — кальцит; Di — диопсид; Hed — геден-

Таблица 36

объемной системе с вычислением нормативного состава

Андрадит-гроссуляры (Ca, Mn) ₃ (Fe ⁺³ , Al) ₂ [(Si, Ti)O ₄] ₃	Гематит Fe ₂ O ₃	Кварц SiO ₂	Σ	Количество атомов в стандартном объеме породы	
				F _i ^v	N _i ^v
9	10	11	12	13	14
12,50	—	1,03	15,25	13,76	128,0
0,02	—	0,02	0,02	0,02	0,2
0,20	—	—	0,20	0,18	1,7
8,14	0,54	—	8,68	7,83	72,8
—	—	—	0,05	0,04	0,4
0,06	—	—	0,06	0,05	0,5
—	—	—	0,81	0,73	6,8
12,42	—	—	14,00	12,64	117,6
—	—	—	0,03	0,03	0,3
—	—	—	0,67	0,60	5,6
—	—	—	0,01	0,01	0,1
50,00	0,81	2,10	60,20	54,33	505,3
—	—	—	—	90,28	839,3
83,34	1,35	3,15	100,00		
0,01099V _c	0,01V _c	0,0125V _c	—		
0,9192V _c	0,0135V _c	0,039V _c	1,1086V _c		
75,21	1,22	2,84	90,25		
82,96	1,22	3,56	100,06		
69,91	1,13	2,64	83,39		
77,11	1,13	3,31	93,00		
3,76	0,24	0,95			
3,50	0,22	0,88			
$\frac{3,76Gr}{0,075Gross + 3,70Andr}$	0,24He	0,95Q			
$\frac{3,50Gr}{0,06Gross + 3,44Andr}$	0,22He	0,88Q			

бергит; Andr — андрадит; Gross — гроссуляры; He — гематит; Q — кварц.

Далее путем последовательного исключения количеств атомов, входящих лишь в один минерал в данной породе (подробнее методу этого пересчета см. на стр. 138), на основании знания ее качественного минерального состава производится расчет субмодального состава породы (см. табл. 36, графы 6—11). При этом должны учитываться данные оптических, спектральных и химических исследований по каждому из минералов породы, что позволяет уточнять их формулы для данного конкретного случая. Расчет ведется, исходя из формульных единиц минералов, в соответствии с формулами минералов, приведенными в таблицах приложения 3 или специальных справочниках с учетом возможных изоморфных замещений. При этом минералы, представляющие средние члены изоморфных рядов, разлагаются на крайние члены этих рядов (например, для граната гроссуляр-андрадитового ряда рассчитывается в отдельности содержание гроссуляровой и андрадитовой частей).

Суммированием атомных процентов каждого элемента, входящего в данный минерал m , находится общая величина атомного процентного содержания всех элементов, входящих в этот минерал m , т. е. находится атомное процентное содержание каждого минерала m (F_m) (см. табл. 36, графы 6—11). Суммированием атомного процентного содержания каждого элемента по всем минералам (по горизонтали в табл. 36) осуществляется проверка правильности расчета (см. табл. 36, графы 6—12). Величина атомного процента каждого элемента (F_i), полученная в графе 12 путем поминерального суммирования атомных процентов (см. табл. 36, графы 6—11), должна соответствовать величине атомного процента в графе 5 или отличаться от нее не более чем на 1—2%. В этом случае расчет произведен правильно.

После этого для каждого минерала выписывается (см. прилож. 3, графу 11) величина коэффициента $\frac{Q_m}{\Sigma n_m^i}$, который пока-

зывает, какая часть стандартного объема $V_{\text{const}} = 1000 \text{ \AA}^3$ приходится на один атом данного минерала m (см. табл. 36), а Q_m — это коэффициент, показывающий, какую часть от стандартного объема $V_{\text{const}} = 1000 \text{ \AA}^3$ занимает объем формульной единицы минерала m . Для минералов, отсутствующих в приложении 3, коэффициент $\frac{Q_m}{\Sigma n_m^i}$ может быть найден по следующим формулам, исходя

из соответствующих параметров элементарной ячейки [см. формулы (38а)—(38ж)] минерала и его формулы.

$$Q_m = 0,01 \cdot \frac{\Sigma n_m^i}{q_m} \cdot V_{\text{const}} = 0,001 \cdot \frac{V_m^0}{z_m^0} \cdot V_{\text{const}};$$

$$\frac{Q_m}{\Sigma n_m^i} = \frac{0,01}{q_m} \cdot V_{\text{const}} = 0,001 \cdot \frac{V_m^0}{z_m^0 \cdot \Sigma n_m^i} \cdot V_{\text{const}};$$

где Σn_m^i — число всех атомов в формульной единице минерала m ;

$\frac{1}{q_m}$ — величина относительной плотности упаковки атомов в минерале m ;

$$q_m = 10 \cdot \frac{z_m^0}{V_m^0} \cdot \Sigma n_m^i;$$

V_m^0 — объем элементарной ячейки минерала m ;

z_m^0 — число формульных единиц в объеме элементарной ячейки минерала m .

Затем определяется величина объема (в частях от величины стандартного объема $V_{\text{const}} = 1000 \text{ \AA}^3$ породы), которую занимает каждый минерал m породы (V'_m) путем умножения коэффициента $\frac{Q_m}{\Sigma n_m^i}$ или $0,01 \frac{V_{\text{const}}}{q_m}$ на величину атомного процента каждого минерала породы (F_m), предполагая, что один атомный процент соответствует одному атому (см. табл. 36):

$$V'_m = \frac{Q_m}{\Sigma n_m^i} \cdot F_m = 0,01 \cdot \frac{F_m}{q_m} \cdot V_{\text{const}}.$$

Сложением величин V'_m каждого минерала получаем объем в частях от стандартного объема массы вещества $V_{\text{const}} = 1000 \text{ \AA}^3$, занимаемый минералами породы ($\Sigma V'_m$), если 100 атомных процентов соответствуют 100 атомам (см. табл. 36, графу 12). Но так как мы исходим из величины стандартного объема массы вещества породы ($V_{\text{const}} = 1000 \text{ \AA}^3$), то для получения величин истинного абсолютного объема каждого минерала m (V_m) в породе, объемно-атомного интрамиллярного содержания минерала m (F_m^v), его объемного процентного (Ψ_m) и молекулярно-объемного (K_M^v) содержания в стандартном объеме массы вещества породы X необходимо ввести поправочный коэффициент за отличие стандартного объема породы (V_{const}) от вычисленного ($\Sigma V'_m$):

$$K_v = \frac{V_{\text{const}}}{\Sigma V'_m}.$$

Для рассматриваемого примера (см. табл. 36)

$$K_v = \frac{V_{\text{const}}}{\Sigma V'_m} = \frac{V_{\text{const}}}{1,108 V_{\text{const}}} = \frac{1}{1,108} = 0,9025.$$

Затем находится количество атомов каждого элемента i в стандартном объеме массы вещества породы (F_i^v) путем перемножения величины атомного процента каждого элемента i (F_i)

на коэффициент K_v (см. табл. 36, графу 13) и количество атомов в стандартном геометрическом объеме породы (N_i^v) умножением величины атомного процента каждого элемента i (F_i) на коэффициент $10 \cdot K_v$ и поправочный коэффициент на пористость K_n [см. формулу (45a)] по формулам (см. табл. 36, графу 14):

$$F_i^v = K_v \cdot F_i;$$

$$N_i^v = 10 \cdot K_n \cdot F_i^v = 10 \cdot K_n \cdot K_v \cdot F_i.$$

Точность расчета по предлагаемой системе достаточно высокая, что хорошо устанавливается при сравнении табл. 36 (графы 13, 14) и 25 (графы 16, 17, 24, 25), а также 36 (графы 6—11) и 33 (графы 5—18).

На основании предлагаемой методики может быть осуществлено определение субмодалного нормативного состава пород в молекулярно-объемных единицах, исходя из значений величин N_m^v или F_m^v .

Для этого рассчитывается величина содержания атомов элементов каждого минерала в стандартном объеме массы вещества породы, т. е. величина объемно-атомного интрамилльного содержания каждого минерала m (F_m^v), путем умножения атомного процента каждого минерала m (F_m) на коэффициент K_v (см. табл. 36, графы 6—12), и величина содержания минералов в объемных процентах (Ψ_m) для случая, когда пористость в породе отсутствует ($K_n=1$), посредством умножения V'_m каждого минерала на коэффициент K_v и на 100 (см. табл. 36, графы 6—12). Величины F_m^v и Ψ_m находятся по следующим формулам:

$$F_m^v = F_m \cdot K_v = \frac{V_{\text{const}}}{\Sigma V'_m} \cdot F_m;$$

$$\Psi_m = 100 \cdot K_v \cdot V'_m = \frac{100 \cdot V_{\text{const}}}{\Sigma V'_m} V'_m.$$

Если пористость рассматриваемой породы больше 2—3%, то необходимо рассчитать количество атомов, приходящееся на каждый минерал m ($0,1 \cdot N_m^v$) и величину его объемного процентного содержания ($\Psi_{m\Pi}$) в 0,1 стандартного геометрического объема породы, т. е. с учетом ее пористости. Для нахождения $0,1 \cdot N_m^v$ необходимо величину F_m^v умножить на поправочный коэффициент на пористость ($K_n=1-0,01\Pi$), определяемый по формуле (45a), а величина $\Psi_{m\Pi}$ устанавливается перемножением коэффициента K_n и величины Ψ_m каждого минерала (см. табл. 36):

$$0,1 \cdot N_m^v = K_n \cdot F_m^v = K_n \cdot K_v \cdot F_m = K_n \cdot \frac{V_{\text{const}}}{\Sigma V'_m} \cdot F_m;$$

$$\Psi_{m\Pi} = K_n \cdot \Psi_m = 100 \cdot K_n \cdot K_v \cdot V'_m = 100 \cdot K_n \cdot \frac{V_{\text{const}}}{\Sigma V'_m} \cdot V'_m.$$

Дальнейший расчет содержания каждого минерала в молекулярно-объемных единицах (\mathfrak{K} и \mathfrak{M}) проводится на основании следующих формул:

$$\mathfrak{M}_x^m = \sum_{m=1}^k \frac{F_m^v}{\Sigma n_m^i}; \quad \mathfrak{K}_x = \sum_{m=1}^k \frac{F_m^v}{\Sigma n_m^i},$$

где

\mathfrak{M}_x^m — содержание минерала m в молекулярно-объемных единицах в субмодалном составе породы, т. е. в нормативном составе, отвечающем модалному;

\mathfrak{K}_x — содержание минерала m в молекулярно-объемных единицах в субмодалном составе породы, выраженном в символах (\mathfrak{M}_x^m отвечает \mathfrak{K}_x , различие заключается лишь в отображении минеральных компонентов).

Подробно методика расчета молекулярно-объемного субмодалного состава пород изложена в работе Рудника (1966г.).

УСТАНОВЛЕНИЕ БАЛАНСА ВЕЩЕСТВА

Характер и величина привноса-выноса в процессе метасоматического образования пород устанавливаются простым попарным сравнением количества атомов каждого элемента в стандартном геометрическом объеме в $10\,000 \text{ \AA}^3$ исходной (N_{i0}^v) и конечной ($N_{i\kappa}^v$) породе (табл. 37, графы 2, 3, 6, 7). Разницу (ΔN_i^v) обозначают с плюсом при привносе и с минусом при выносе (см. табл. 37, графы 4 и 8), исходя из выражения:

$$\Delta N_i^v = N_{i\kappa}^v - N_{i0}^v. \quad (64)$$

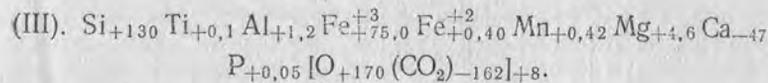
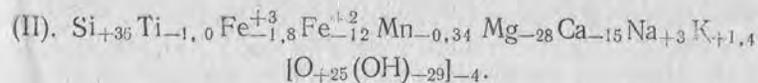
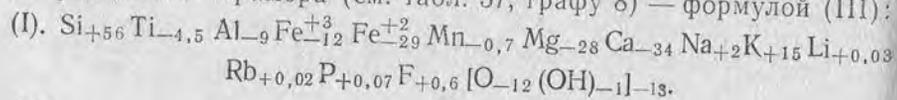
После этого определяется относительное увеличение или уменьшение количества атомов каждого элемента в процентах к количеству атомов в исходной породе $\frac{\Delta N_i^v}{N_{i0}^v}$ (см. табл. 37, графы 5 и 9).

Как итог рассчитывается в отдельности общий абсолютный ($+\Sigma \Delta N_i^v$) и относительный $\left(+ \frac{\Sigma \Delta N_i^v}{\Sigma N_{i0}^v} \right)$ привнос, общий абсолютный ($-\Sigma \Delta N_i^v$) и относительный $\left(- \frac{\Sigma \Delta N_i^v}{\Sigma N_{i0}^v} \right)$ вынос и, наконец, общий баланс привноса-выноса вещества как в абсолютном ($+\Sigma \Delta N_i^v - \Sigma \Delta N_i^v$), так и в относительном выражении $\left(\frac{+\Sigma \Delta N_i^v - \Sigma \Delta N_i^v}{\Sigma N_{i0}^v} \right)$.

Элементы	Баланс вещества при образовании							
	кварц-микроклинового метасоматита (II) за счет габбро-норита (I)				скарна (VIII) за счет мрамора (VII)			
	количество атомов в 10 000 Å³		привнос-вынос на 10 000 Å³		количество атомов в 10 000 Å³		привнос-вынос на 10 000 Å³	
	I	II	абсолютные разности	в % к I	VII	VIII	абсолютные разности	в % к VII
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Si	152	208	+56	+37	2	132	+130	+6500
Ti	4,8	0,3	-4,4	-93	0,06	0,16	+0,10	+167
Al	46	37	-9	-20	0,57	1,77	+1,20	+210
Fe ⁺³	13,5	1,2	-12,3	-91	0,1	75,1	+75,0	+75000
Fe ⁺²	31	2	-29	-94	0,05	0,45	+0,40	+800
Mn	0,75	0,05	-0,7	-93	0,12	0,54	+0,42	+350
Mg	28,5	0,6	-27,9	-98	2,4	7,0	+4,6	+192
Ca	35	1	-34	-97	168	121	-47	-28
Na	15	17	+2	+13	—	—	—	—
K	2	17	+15	+750	—	—	—	—
Li	0,00	0,03	+0,03	Привнос	—	—	—	—
Rb	0,00	0,02	+0,05	»	—	—	—	—
P	0,00	0,07	+0,07	»	0,05	0,27	+0,22	+440
F	0,00	0,6	+0,06	»	—	—	—	—
ОН	7	6	-1	-14	—	—	—	—
CO ₂	—	—	—	—	168	6	-162	-96
O	510	497	-12	-3	513	521	+8	-2
+Σ	—	—	+73,72	+9	—	—	+219,94	+25
-Σ	—	—	-131,4	-16	—	—	-209,00	-25
Σ	846,35	787,87	-57,68	-7	854,35	865,29	+10,04	+1

Следует особо отметить, что величина относительного привноса-выноса количеств атомов каждого элемента одновременно показывает и величину относительного привноса-выноса этих элементов и в весовом выражении как в элементарной, так и в окисной форме.

На основании атомно-объемного метода могут быть выведены формулы, отражающие характер и величину привноса-выноса атомов элементов в процессе метасоматического образования пород. Так, перемещение вещества при образовании кварц-микроклинового метасоматита за счет габбро-норита (см. табл. 37, графу 4) может быть выражено формулой (I), палингено-метасоматического плагиогранита за счет биотито-роговообманкового плагиогнейса (Рудник, 1962) — формулой (II), пироксен-гранатового скарна за счет мрамора (см. табл. 37, графу 8) — формулой (III):



Водород в этих формулах объединен с кислородом в гидроксильную группу ОН, а углерод — в CO₂. Количество атомов кислорода, вошедшее в ОН и CO₂, добавляется к общему количеству привнесенных или вынесенных атомов кислорода или вычитается из него, так чтобы разница между числом свободных атомов кислорода в формуле породы и объединенных в группы ОН и CO₂ была бы равна величине привнесенного или вынесенного кислорода, записываемой за квадратной скобкой.

Точно также путем сопоставления величин весового содержания вещества в граммах, вычисленного в расчете на геометрический объем породы в 1000 см³ исходной (p_{и0}) и возникшей за ее счет метасоматической породы (p_{ик}), может быть установлена величина привноса или выноса каждого элемента как в абсолютном весовом выражении (Δp_i) по формуле (65), так и в относительном $\left(\frac{\Delta p_i}{p_{i0}} = \frac{\Delta N_i^v}{N_{i0}^v} \right)$:

$$\Delta p_i = p_{ик} - p_{i0}. \quad (65)$$

Расчет величины p_i в этом случае производится, исходя из выражения (50а) или (50б).

Примеры графического изображения результатов расчета баланса вещества метасоматических процессов приведены на рис. 6—11.

Атомно-объемная система основана на «правиле равных объемов при метасоматозе» и предусматривает все расчеты при изучении баланса вещества этих процессов вести исходя из стандартного (10 000 Å³) геометрического объема породы, т. е. с учетом ее пористости. Благодаря этому появляется возможность устанавливать величину привноса-выноса вещества при метасоматических процессах не только в условиях постоянного геологического объема, но и при его изменении в результате сокращения порового пространства, что имеет место при достаточно широко проявленных процессах экзогенного уплотнения и более редкого уплотнения пород под воздействием стресса (Василевский, 1960; Глаголев, 1957; Коржинский, 1941, 1948; Наковник, 1958; Романович, 1951, 1961, 1966 и др.). При подобных изменениях геологического объема породы главная задача заключается в установлении исходного объема породы, т. е. ее объема до уплотнения.

Имеется два метода учета изменения геологического объема пород и установления величины привноса-выноса вещества при этих условиях: по содержанию устойчивого компонента (или

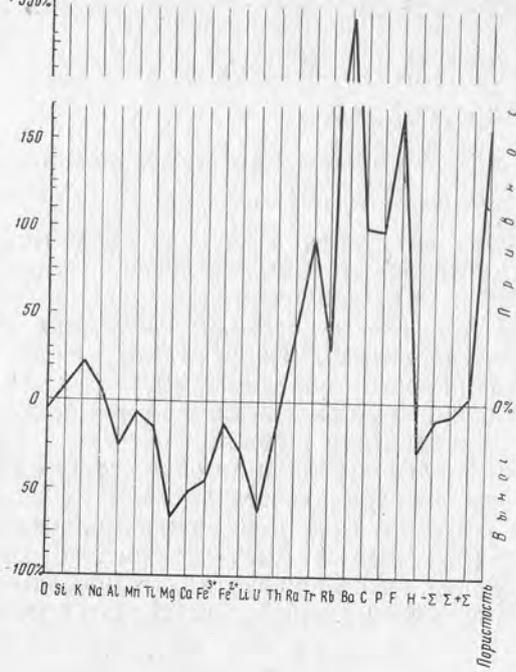


Рис. 6. Диаграмма миграции элементов и изменения пористости при возникновении кварц-альбит-микродлиновых метасоматитов за счет диоритовых порфиров (район хр. Джагды-Тукурингра, Дальний Восток)

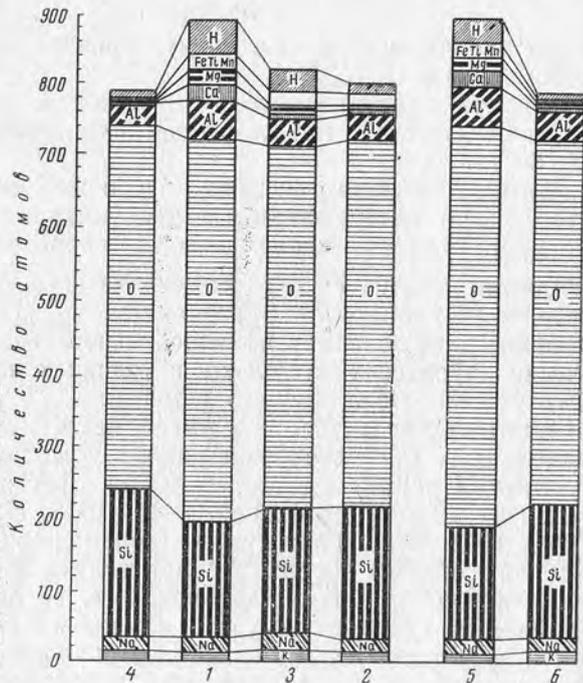


Рис. 7. Диаграмма миграции элементов в процессе кремне-кальциевого метасоматоза из расчета на стандартный геометрический объем в 10 000 Å.
1 — диоритовый порфирит; 2 — окварцованный и слабо микродлинизированный диоритовый порфирит; 3 — кварц-альбит-микродлиновый метасоматит; 4 — кварц-микродлиновый метасоматит; 5 — биотит-эпидотовый диафторитовый сланец по амфиболиту; 6 — кварц-альбит-микродлиновый метасоматит

устойчивого минерала) и по величине линейного уплотнения. Поскольку изменение геологического объема пород в процессе их метасоматического преобразования (метасоматическая контракция) — случай достаточно редкий для малых и средних зон земной коры, ниже излагаются лишь основные принципы учета изменения геологического объема пород.

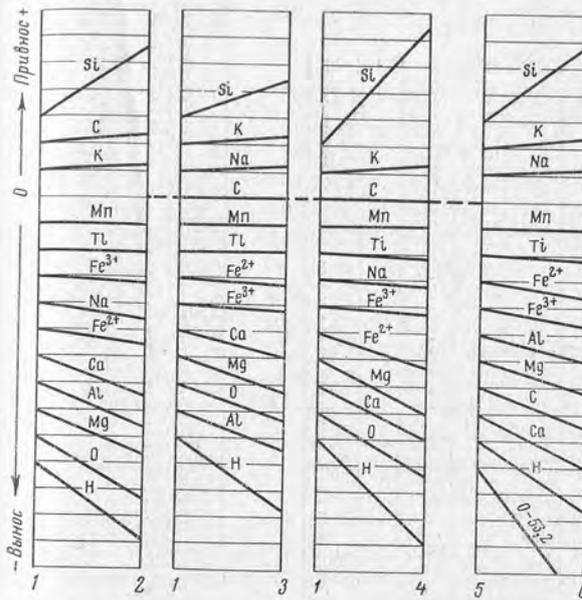


Рис. 8. Диаграмма миграции элементов в процессе кремне-кальциевого метасоматоза диоритовых порфиров и диафторитовых сланцев (район хр. Джагды-Тукурингра, Дальний Восток). Масштаб: 1 деление = 10 атомов
1 — диоритовый порфирит; 2 — окварцованный и слабо микродлинизированный диоритовый порфирит; 3 — кварц-альбит-микродлиновый метасоматит; 4 — кварц-микродлиновый метасоматит; 5 — биотит-эпидотовый диафторитовый сланец по амфиболиту; 6 — кварц-альбит-микродлиновый метасоматит

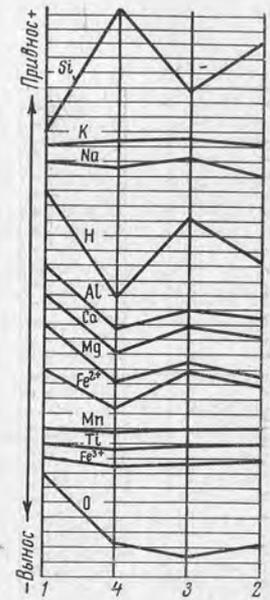


Рис. 9. Диаграмма миграции элементов в процессе кремне-кальциевого метасоматоза диоритовых порфиров и диафторитовых сланцев (район хр. Джагды-Тукурингра, Дальний Восток). Масштаб: 1 деление = 5 атомов
1 — диоритовый порфирит; 2 — окварцованный и слабо микродлинизированный диоритовый порфирит; 3 — кварц-альбит-микродлиновый метасоматит; 4 — кварц-микродлиновый метасоматит

Устойчивый компонент* — это такой компонент, изменение содержания которого в породе в процессе метасоматоза отсутствует или крайне незначительно. Установление устойчивого компонента связано с решением вопроса о возможности вполне инертного поведения химических компонентов в каждом конкретном случае.

* Впервые понятие «устойчивый компонент» было введено И. Ф. Романовичем (1961).

И хотя решение этого вопроса представляет собой вполне самостоятельную и достаточно сложную проблему, но тем не менее установление первоначального объема по «методу устойчивого компонента» заслуживает особого внимания, так как в настоящее время является главнейшим способом расчета изменения объемов,

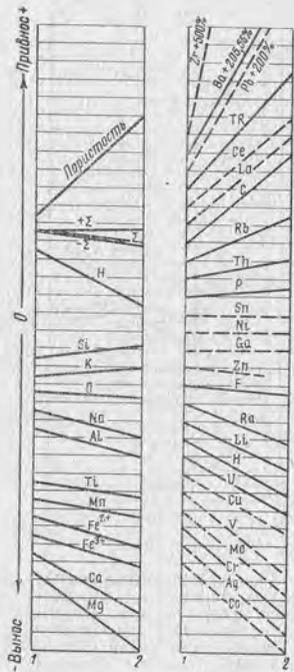


Рис. 10. Диаграмма миграции элементов в процессе микроклинизации и окварцевания диоритовых порфиров (хр. Джагды-Тукурингра, Дальний Восток). Масштаб: 1 деление = 20%

1 — диоритовый порфирит; 2 — окварцеванный и слабо микроклинизированный диоритовый порфирит

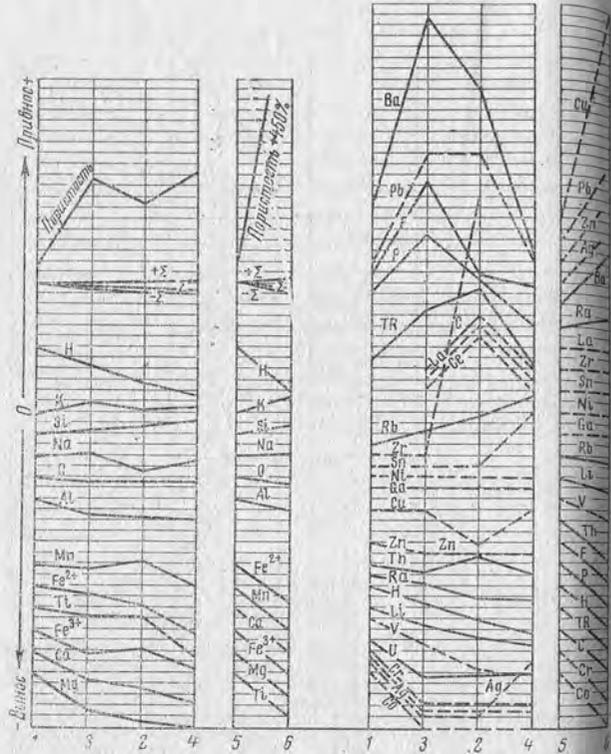


Рис. 11. Диаграмма миграции элементов в процессе калий-натриевого, кремне-кальцевого и кремниевого метасоматоза (район хр. Джагды-Тукурингра, Дальний Восток). Масштаб: 1 деление = 20%

1 — диоритовый порфирит; 2 — окварцеванный и слабо микроклинизированный диоритовый порфирит; 3 — кварц-альбит-микроклиновый метасоматит; 4 — кварц-микроклиновый метасоматит; 5 — биотит-эпидотовый диоритовый сланец по амфиболиту; 6 — кварц-альбит-микроклиновый метасоматит. Сплошная линия — по результатам химических, радиохимических и люминесцентных анализов, пунктирная — по результатам спектральных анализов.

кроме которого авторам известен лишь метод, примененный А. А. Глаголевым (1957) и имеющий лишь ограниченное применение.

И. Ф. Романовичем (1961) была выведена формула расчета баланса вещества метасоматических процессов при изменении объемов пород. К сожалению, эта формула сложна, что затруд-

няет ее применение. Одним из авторов настоящего руководства были выведены формулы для подобной же цели, но значительно упрощенные по сравнению с формулой И. Ф. Романовича (Рудник, 1965₁, 1966₁):

$$\Delta p_t = 10 \cdot d_0 \cdot \left(P_{кт} \frac{C_0}{C_k} - P_{от} \right), \quad (66a)$$

$$\Delta p_t = 10 \cdot d_k \cdot \left(P_{кт} - P_{от} \frac{C_k}{C_0} \right), \quad (66b)$$

где Δp_t — количество привнесенного (вынесенного) химического компонента (оксида или элемента) в граммах из расчета на 1000 см³ породы с учетом ее пористости;

d_0 и d_k — объемный вес соответственно неизменной исходной и конечной метасоматически измененной и уплотненной породы;

$P_{от}$ и $P_{кт}$ — весовое процентное содержание химического компонента t соответственно в исходной неизменной и конечной метасоматически измененной и уплотненной породе;

C_0 и C_k — весовое процентное содержание устойчивого химического компонента (оксида или элемента) соответственно в исходной неизменной и в конечной метасоматически измененной и уплотненной породе.

Выражение (66a) позволяет определять количество привнесенного или вынесенного химического компонента (Δp_t) в расчете на объем в 1000 см³ начальной неизменной породы, а формула (66b) — в расчете на такой же объем, но конечной метасоматически измененной и уплотненной породы.

Величина привноса-выноса любого элемента i в количествах атомов из расчета на стандартный геометрический объем в 10 000 Å³ исходной неуплотненной породы (ΔN_i^v) может быть определена с помощью формулы:

$$\Delta N_i^v = N_{ик}^v \frac{C_0 \cdot d_0}{C_k \cdot d_k} - N_{io}^v, \quad (67)$$

где N_{io}^v и $N_{ик}^v$ — количество атомов элемента i в стандартном геометрическом объеме в 10 000 Å³ соответственно исходной неизменной и конечной метасоматически измененной и уплотненной породе.

Переход от количества атомов к весовому выражению может быть осуществлен с помощью формулы (50а).

Устойчивый минерал — это такой минерал, объемное содержание которого в процессе метасоматического изменения породы остается постоянным. За устойчивый минерал может быть принят также минерал, частично или полностью подвергнутый псевдоморфному замещению другим минералом (например, хромит,

замещаемый магнетитом), но сохранивший свой первоначальный объем. Естественно, что установление устойчивого минерала сопряжено с тщательным петрографическим и минералогическим исследованием исходных пород и продуктов их метасоматического изменения и последующего уплотнения. Далее следует указать на то, что использование приводимых ниже формул позволяет устанавливать лишь основную направленность в перемещении вещества в процессе метасоматического и, в частности, экзогенного образования пород и только в случае проведения представительного опробования.

Так, величина абсолютного привноса-выноса вещества при метасоматическом процессе из расчета на геометрический объем v $10\,000 \text{ \AA}^3$ (ΔN_i^v) и в 1000 см^3 (Δp_i) исходной неизменной породы может быть определена с помощью формул:

$$\Delta N_i^v = N_{ik}^v \frac{\Psi'_{\text{оп}}}{\Psi'_{\text{кп}}} - N_{i0}^v; \quad (68)$$

$$\Delta p_i = p_{ik} \frac{\Psi'_{\text{оп}}}{\Psi'_{\text{кп}}} - p_{i0}; \quad (69)$$

где $\Psi'_{\text{оп}}$ и $\Psi'_{\text{кп}}$ — содержание в объемных процентах (с учетом пористости) устойчивого минерального компонента соответственно в исходной неизменной и конечной метасоматически измененной и уплотненной породе. Величины p_{ik} и p_{i0} могут быть рассчитаны с помощью формул (50а) и (50б).

Величина линейного уплотнения пород может быть определена, когда сохраняется полосчатость пород, но расстояния между прослоями уменьшаются по их простирацию за счет уплотнения пород. Такой случай описан, например, А. А. Глаголевым (1957) для руд, возникших за счет железистых кварцитов Курской магнитной аномалии при выщелачивании из кварцитов кремнезема и одновременного или последующего их уплотнения.

Расчет баланса вещества исходя из стандартного геометрического объема в $10\,000 \text{ \AA}^3$ исходной породы может быть осуществлен по формулам:

$$\Delta N_i^v = N_{ik}^v \frac{l_0}{l_k} - N_{i0}^v; \quad (70a)$$

$$\Delta p_i = p_{ik} \frac{l_0}{l_k} - p_{i0}; \quad (70b)$$

где l_0 и l_k — расстояние между двумя прослоями соответственно в исходной неизменной и конечной метасоматически измененной и уплотненной породе.

ОБЪЕМНО-МОЛЕКУЛЯРНЫЙ МЕТОД ПЕРЕСЧЕТОВ. ЗАДАЧИ И ПРЕДПОСЫЛКИ ОБЪЕМНО- МОЛЕКУЛЯРНОГО МЕТОДА

Объемно-молекулярный метод, или метод молекулярных объемов, основан на учете объемных эффектов метасоматических реакций. Он позволяет теоретически рассчитывать состав измененных пород из состава исходной породы при условии полной инертности хотя бы одного из минералообразующих компонентов. Следует заметить, что отдельные расчеты с использованием молекулярных объемов успешно производились еще 50 лет назад Ф. Бекке (1913), а в дальнейшем У. Груберманом и П. Ниггли (1933), Ф. Ю. Левинсон-Лессингом (1931), В. И. Лучицким (1934), Д. П. Григорьевым (1948) и др. Причем Ф. Бекке первый пытался оценить роль давления в метаморфических реакциях путем сопоставления молекулярных объемов исходных и результивных продуктов.

В современном виде метод разработан в 1958 г. Казицыным (1958) первоначально применительно к грейzenам и хлоритизированным породам, а в дальнейшем успешно проверен на аргиллизированных гранитах (Казицын, 1959), карбонатизированных и каолинизированных диоритах (Казицын, 1960, 1962) и других метасоматических породах.

Метод должен решать следующие задачи:

- 1) расчет теоретического состава измененных пород;
- 2) количественный учет перемещения вещества на основе выявления объемных эффектов замещения, как в тех случаях, когда пористость известна, так и при отсутствии данных о ней;
- 3) расчет теоретической плотности измененных пород;
- 4) расчет относительного давления поровых растворов.

Предпосылками для разработки метода послужили давно известные факты удивительного постоянства состава ряда метасоматических пород и наблюдающейся инертности глинозема во многих процессах постмагматического замещения. Так, согласно данным Н. И. Наковника (1954), обобщившего обширный материал исследования грейzenов, в кварц-мусковитовом грейзене, образовавшемся по кислому граниту, содержится 60% кварца и 40% мусковита. Близкие содержания этих минералов обнаруживаются также в кварц-мусковитовом комплексе пегматитов и в серицитизированных породах.

Дальнейшие исследования показали, что метод молекулярных объемов с успехом может быть применен при изучении аргиллизированных пород (Казицын и Александров, 1959; Казицын, 1960, 1962), для которых оказался также весьма стабильным состав: 60% кварца и 40% каолинита при аргиллизации кислых пород или около 45% каолинита, 23% кварца и 32% анкерита при замещении основных пород. Что касается инертности одного из порообразующих компонентов, то уже в 1953 г. Д. С. Коржинский

в своей работе «Очерк метасоматических процессов» обосновал вывод о том, что «инертные компоненты при замещении в основном остаются в составе минералов породы, а поэтому в обеих частях уравнения реакции инертные компоненты должны входить в состав только твердых фаз».

Этот вывод, а также приведенные выше следствия основных законов метасоматического замещения позволяют приблизиться к оценке объемных эффектов главнейших реакций постмагматического преобразования породообразующих минералов.

Следует, конечно, иметь в виду, что в различных процессах становления метасоматических фаций в качестве инертных и относительно подвижных компонентов могут выступать разные элементы, но «наименее подвижны при всех метасоматических процессах фосфор, алюминий и особенно титан. Инертность этих компонентов, конечно, не исключает того, что в зонах наиболее интенсивного метасоматоза они также становятся подвижными, например, при полном окварцевании горных пород» (Коржинский, 1953).

Таким образом, в качестве главных предпосылок, обосновывающих метод молекулярных объемов, выступают следующие:

1) метасоматические породы в отличие от осадочных или магматических пород образуются в результате природных химических реакций между минералами первичных пород и поровыми растворами;

2) в ходе метасоматических процессов имеет место дифференциальная подвижность компонентов, причем некоторые из них нередко выступают в качестве инертных;

3) при метасоматическом замещении обычно имеет место сохранение общего объема перерабатываемых пород, но меняется состав твердых фаз и их относительное количество, а также пористость новообразованных пород, являющаяся интегральной функцией объемных эффектов замещения минералов.

Твердо установленный факт инертности для многих метасоматических процессов такого важного минералообразующего компонента, как глинозем, может и должен быть в соответствующих случаях использован в качестве отправного момента, в расчетах объемных эффектов и перемещения вещества при метасоматических реакциях. Вместе с тем при наличии компонента, сохраняющего инертность при формировании группы фаций, можно рассматривать реакции замещения исходных минералов новообразованными, минуя промежуточные состояния и учитывая лишь объемные эффекты твердых фаз (см. раздел I) начальных и конечных продуктов.

При наличии точных цифр состава первичной породы и при известных реакциях замещения в условиях инертности одного из главных компонентов (алюминия) результивный состав преобразованной породы может быть рассчитан совершенно строго. Наоборот, в том случае, когда известен начальный и конечный

состав, можно рассчитать объемный эффект, баланс вещества и выяснить химическую направленность процесса. Если вычисления будут выполнены правильно, а реакции замещения будут выбраны отвечающими действительным, то цифры результивного состава (наблюденные и рассчитанные) неизбежно совпадут. Такие расчеты дополнительно укажут на метасоматическую природу окружающих пород, позволят установить важнейшие особенности химизма их образования, помогут судить о характере подвижности компонентов и решить ряд других вопросов генезиса.

Для расчетов по методу молекулярных объемов необходимо знать: а) минеральный состав исходных и новообразованных пород и б) объемно-весовые закономерности замещения первичных минералов метасоматическими. На основании этих данных по минеральному составу первичных пород путем расчета объемных и весовых эффектов замещения каждого минерала вычисляется теоретический состав метасоматита. Сравнение теоретического состава с наблюдаемым и выявляемые попутно особенности перемещения ряда компонентов (особенно SiO_2) позволяют судить о механизме метасоматического замещения и направленности процессов.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ КОЛИЧЕСТВЕННОГО МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ПОРОД

Минеральный состав пород определяется либо путем подсчетов в шлифах, либо пересчетом данных химического анализа с учетом особенностей состава отдельных минералов. При вычислениях по методу молекулярных объемов предпочтительнее всего рассчитывать минеральный состав путем нахождения молекулярных (или атомных) количеств группировки этих атомных количеств согласно формулам реально существующих в породе минералов и последующего расчета весовых или объемных процентов. Найденный таким путем состав не является нормативным, он приближается к модальному составу и может быть назван «субмодальным». Расчет субмодального состава обычно индивидуален для каждой породы и осуществляется путем последовательного исключения соответствующих молекулярных количеств окислов.

Принципиальная схема расчета субмодального состава приводится ниже на примере гранитоидов и развивающихся по ним метасоматических пород:

1) сумма весовых процентов анализа (данные аналитиков) приводится к 100%;

2) находятся молекулярные (или атомные) количества по общеизвестным таблицам А. Н. Заварицкого (1960), С. Д. Четверикова (1956) или А. Г. Булаха (1964);

3) по молекулярному количеству титана находится содержание в породе рутила, сфена или ильменита. Возможность вхождения титана в цветные минералы не учитывается;

4) весь фосфор с соответствующими количествами других окислов пересчитывается на апатит. Следует иметь в виду возможность наличия в гидрослюдизированных породах других фосфатов, в частности сванбергита или вудхаузента;

5) в зависимости от наличия в породе (согласно качественным наблюдениям в шлифе) рассчитывается содержание минералов железа: магнетита, гематита, а также пирита;

6) весь натрий считается связанным в плагиоклазе и по его количеству с учетом номера плагиоклаза, найденного в шлифах, определяется содержание альбитовой и анортитовой составляющих. В измененных породах, где плагиоклаз нацело замещен, обычно фиксируется небольшое (десятые доли процента) количество натрия. В этих случаях он совместно с калием считается входящим в состав гидрослюда;

7) углекислота с соответствующим количеством окислов двухвалентных металлов (в зависимости от характера карбоната, определяемого по показателю преломления) указывает содержание в породе карбоната;

8) по суммарному количеству окислов двухвалентных металлов определяется содержание роговой обманки и биотита (также с учетом их железистости по кристаллооптическим данным). Контролем здесь служит количество гидроксильной группы;

9) оставшееся от биотита количество калия определяет содержание в породе калиевого полевого шпата;

10) содержание кварца определяется количеством свободного кремнезема, не вошедшего в формулы других минералов.

В зональных метасоматических колонках расчет минерального состава часто упрощается благодаря стремлению пород внутренних зон к уменьшению числа инертных компонентов и сосуществующих фаз. В зонах максимальной переработки часто присутствует всего лишь 2—3 главных минерала.

Для облегчения расчета субмодального состава пород приведены специальные таблицы (см. прилож. 2), позволяющие по молекулярным количествам слагающих минерал окислов находить весовые проценты минералов. Благодаря этому элементарные арифметические операции сводятся при нахождении субмодального состава лишь к задаче распределения молекулярных количеств окислов анализа по минералам с учетом качественного состава пород.

ОБЪЕМНО-ВЕСОВЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО ЗАМЕЩЕНИЯ МИНЕРАЛОВ

Химические уравнения метасоматических реакций могут претендовать на отражение сущности явления лишь при учете объемных соотношений первичных и новообразованных минералов, т. е. объема твердых фаз в правой и левой частях уравнения. Та-

кой учет нетрудно произвести, если знать: а) объем формульных единиц минералов; б) объемные эффекты и весовые соотношения элементарных реакций замещения.

Под объемом формульной единицы (молекулярным объемом) минерала понимается частное от деления молекулярного веса (в g) на удельный вес минерала. При более строгом подходе в качестве молекулярного объема следует рассматривать объем одной формульной единицы минерала, выраженный в $cm^3 \cdot 10^{-24}$ или в Å^3 и находимый как частное от деления объема элементарной ячейки минерала на число содержащихся в ней формульных единиц*:

$$V_m = \frac{V_m^0}{z_m^0} = \frac{M_m \cdot 1,66}{\gamma_m'} \quad (71)$$

где V_m — объем формульной единицы минерала m (Å^3);
 V_m^0 — объем элементарной ячейки минерала m ;
 z_m^0 — число формульных единиц (молекул) в элементарной ячейке минерала m ;
 M_m — молекулярный вес минерала m ;
 γ_m — рентгеновская плотность минерала m .

Как известно, рентгеновская плотность всегда несколько завышена по сравнению с истинной, так как она характеризует идеальную структуру без дефектов и без газовой-жидких включений, которые в реальных кристаллах почти всегда присутствуют. Поэтому величина объема «молекулы», найденного по формуле (71), всегда будет несколько меньше установленной экспериментально. Это отклонение весьма незначительно и составляет лишь несколько единиц в третьем знаке после запятой. Более существенные отклонения, казалось бы, возможны за счет несоответствия состава и параметров решетки каждого конкретного минерала цифрам, принимаемым при расчетах молекулярного объема; из формулы (71) следует, что величина относительной ошибки в определении молекулярного объема прямо пропорциональна сумме ошибок определения параметров элементарной ячейки. Однако в расчетах реакций замещения эти ошибки, как правило, компенсируются, что и дает основание использовать в расчетах табличные данные молекулярных объемов породообразующих и метасоматических минералов. Эти данные (см. прилож. 3) рассчитаны по параметрам элементарной ячейки, заимствованным из справочни-

* В старых работах Бекке (Веске, 1913 и др.) молекулярных объем рассчитывался по принципиально нестрогой формуле $V_m = \frac{M_m}{\gamma_m}$ и имел размерность cm^3/g , где величина γ_m — эмпирический удельный вес минерала m , обычно колеблющийся в значительных пределах, M_m — молекулярный вес минерала m . Однако приближенные расчеты объемных эффектов можно вести и по этой формуле.

ков Дира (Deer, Howie, Zussman, 1963), Штунца (1962) и из рентгенометрического определителя минералов Михеева (1957).

Приведенные ниже (см. прилож. 3) величины молекулярных объемов, рентгеновской плотности и символы формульных единиц минералов первичных пород и метасоматитов позволяют рассчитать объемные и весовые соотношения реакций замещений.

Расчет объемных эффектов и весовых соотношений чрезвычайно прост и каждый применяющий метод молекулярных объемов может для конкретного случая составить соответствующие уравнения, пользуясь данными таблиц приложения 3.

Методика составления их следующая:

1. Составляется химическое уравнение замещения исходного минерала одним или несколькими новообразованными. В этих уравнениях, естественно, учитывается постулат инертности одного или нескольких компонентов (обычно глинозема), и формулы замещения рассматриваются лишь как идеальные соотношения твердых фаз, а отнюдь не как реакции метасоматического замещения, протекающие в природе.

2. Подсчитываются объемные соотношения и устанавливается, имеет ли место равенство объемов исходных и конечных продуктов или таковое отсутствует. В последнем случае результирующий объем твердых фаз (минералов, связанных с исходным минералом общими инертными компонентами) будет больше или меньше исходного объема, т. е. можно записать:

$$n \cdot V_{m0} = \Sigma V_{mk} \pm \Delta V, \quad (72a)$$

где V_{m0} — объем n формульных единиц исходного минерала, участвующего в реакции;

ΣV_{mk} — сумма объемов твердых продуктов реакции, связанных с исходным минералом общими инертными компонентами;

ΔV — объемный эффект. Он может быть положительным, если сумма объемов конечных продуктов реакции меньше исходного объема (реакции «с дефектом объема») или отрицательным при обратном соотношении (реакции «с избытком объема»).

Объемные соотношения выражаются в процентах к объему исходного минерала:

$$100\% = \frac{\Sigma V_{mk}}{V_{m0}} \cdot 100 \pm \frac{\Delta V}{V_{m0}} \cdot 100.$$

В случае положительного значения объемного эффекта возникающий дефект объема либо обуславливает увеличение пористости, либо может заполняться побочными продуктами реакции за счет компонентов, освобождающихся при реакции. Такие компоненты и такой минерал мы называем «освобожденными». В качестве освобожденного компонента выступает в большинстве случаев кремнезем, часто компенсирующий разность объемов, осаж-

даясь в виде кварца. При отсутствии освобожденного кремнезема или при недостаточном его количестве дефект объема может компенсироваться привнесенным веществом. Тогда мы говорим о наличии «осажденного» минерала. В качестве осажденного минерала также часто выступает кварц. Наконец, в случае реакций с отрицательным объемным эффектом, т. е. с избытком объема твердых фаз, связанных с исходным минералом инертными компонентами, замещение будет происходить только при параллельном освобождении пространства за счет растворения какого-либо минерала. Такой минерал мы называем «вытесненным» (обычно это первичный кварц породы).

3. Расчет весовых соотношений новообразованных продуктов реакций замещения представляет собой более сложную задачу и возможен лишь в тех случаях, когда известно, что реакция происходит без компенсации дефицита объема, или когда известно, какой компонент (минерал) является осажденным или вытесненным.

Весовые проценты продуктов замещения (P_{mk}) находятся путем перемножения объемных процентов каждого замещающего минерала (ψ_{mk}) на отношение его плотности (γ_k) к плотности исходного (γ_0) минерала. Сумма при этом, естественно, не будет равна 100% и ее отклонение от 100% дает величину дефекта массы в единице объема исходного минерала.

$$\begin{aligned} n \cdot V_{m0} &= \sum_1^n V_{mk}^n \pm \Delta V = V_{mk}^1 + V_{mk}^2 + \dots + V_{mk}^n \pm \Delta V \\ 100 &\cong \frac{\psi_{mk}^1 \cdot \gamma_1}{\gamma_0} + \frac{\psi_{mk}^2 \cdot \gamma_2}{\gamma_0} + \dots + \frac{\psi_{mk}^n \cdot \gamma_n}{\gamma_0} \pm \frac{\psi^\Delta \cdot \gamma_\Delta}{\gamma_0} = \\ &= P_{mk}^1 + P_{mk}^2 + \dots + P_{mk}^n. \quad 100 = \Sigma P_n \pm \Delta P. \quad (72b) \end{aligned}$$

Например, при замещении альбита мусковитом (см. прилож. 4, табл. 45) исходный объем трех формульных единиц альбита $996,3 \text{ \AA}^3$ (или 100%), а результирующий (мусковита и кварца) $918,9 \text{ \AA}^3$ (или 47%) мусковита и 45,2% кварца). Дефицит объема — $77,4 \text{ \AA}^3$ (7,8%). Весовые проценты продуктов замещения из расчета на 100% исходного альбита составят:

$$\frac{468,9 \cdot 2,82}{996,3 \cdot 2,62} + \frac{450,0 \cdot 2,66}{996,3 \cdot 2,62} + \frac{2,66 \cdot 77,4}{996,3 \cdot 2,62} = 104,4\%,$$

или 50,6% мусковита, 45,9% кварца освобожденного и 7,9% кварца осажденного, компенсирующего разность объемов.

В случае замещения с избытком объема, например, анортита амезитом к 100% (объемным) приравнивается разность количества амезита и вытесненного (первичного) кварца $100,0 (341,8 : 334,8 - 7,0 : 334,8) = 100,0$ или соответственно 102% амезита и 2% кварца вытесненного. Расчет весовых процентов продуктов замещения анортита амезитом дает (на 100 вес. % исходного минера-

ла) $102,0 \cdot 3,01 : 2,76 = 111,3$ и $1,9\%$ (в процентах к анортиту) вытесненного первичного кварца (см. прил. 4, табл. 39).

Следует заметить, что предусмотреть все возможные замещения одних минералов другими даже при столь жестких ограничительных рамках природных процессов, как инертность глинозема, не представляется возможным. Поэтому нами составлены таблицы (см. прилож. 4) лишь для некоторых типовых замещений, свойственных преимущественно процессам окolorудного метасоматоза кислых и лишь отчасти основных пород.

Расчет теоретического состава метасоматита осуществляется путем поминерального пересчета состава исходной породы на реально присутствующие в метасоматите минералы с использованием объемно-весовых соотношений замещения. Так, например, если мы имеем первичную породу, сложенную A, B, \dots, N минералами в количествах (объемн. %) соответственно $\psi^a + \psi^b + \dots + \psi^n = 100$, а в результате замещения образуется один инертно-изоморфный минерал S , один освобожденный C и один осажденный D в соответствии с реакциями:

$$100_a = \psi_s^a + \psi_c^a + \psi_d^a;$$

$$100_b = \psi_s^b + \psi_c^b + \psi_d^b;$$

$$\dots$$

$$100_n = \psi_s^n + \psi_c^n + \psi_d^n,$$

то в итоге мы получим:

$$100 = \frac{\Psi_a}{100} (\psi_s^a + \psi_c^a + \psi_d^a) + \frac{\Psi_b}{100} (\psi_s^b + \psi_c^b + \psi_d^b) + \dots + \frac{\psi^n}{100} (\psi_s^n + \psi_c^n + \psi_d^n),$$

и теоретический состав метасоматита будет следующим:

$$100 = \sum \psi_s + \sum \psi_c + \sum \psi_d. \quad (73)$$

Аналогично рассчитывается и теоретический состав в весовых процентах. В этом случае исходный состав должен быть также в весовых процентах, так же как и соотношения продуктов замещения. Однако в силу равенства (72б) здесь вместо равенства, подобного (73), имеем неравенство суммы весовых процентов пересчитанного состава 100% .

$$100 \pm \Delta P = \sum P_s + \sum P_c + \sum P_d.$$

Величина ΔP показывает дефект массы в единице объема, и окончательно теоретический состав будет найден путем приведения к 100 полученной суммы.

Рассмотренная схема определяет практические приемы расчета теоретического состава, состоящие из следующих операций:

1. Объемные (или весовые) проценты состава исходной породы последовательно перемножаются на процентное содержание результивных минералов в продуктах замещения с учетом реального состава метасоматита.

2. В каждом случае расчета замещения для всех минералов определяется баланс освобожденного, осажденного и вытесненного компонентов.

3. Результаты пересчета суммируются поминерально и находится итоговый состав, сумма которого при расчете в объемных процентах всегда равна 100, а в весовых процентах отклоняется от 100% на величину дефекта массы и должна быть приведена к 100 путем простой пропорции.

ПРИМЕР РАСЧЕТОВ ПО ОБЪЕМНО-МОЛЕКУЛЯРНОМУ МЕТОДУ

Последовательность и методику расчетов по объемно-молекулярному методу рассмотрим на примере хлорито-серицитового замещения кварцевого монцонита, для которого (Шилин, Иванова, 1954) отсутствуют сведения о минеральном составе исходной породы и данные о ее пористости. Результаты же расчета субмодального состава, как будет показано ниже, свидетельствуют о заметной серицитизации (мусковитизации) исходной породы.

Последовательность расчета субмодального состава кварцевого монцонита такова (табл. 38).

1) находятся молекулярные количества окислов, например, с помощью таблиц Н. А. Заварицкого (1960), С. Д. Четверикова (1956) или А. Г. Булаха (1964);

2) по молекулярному количеству фосфора определяется содержание количеств CaO и OH , входящих в апатит;

3) по молекулярным количествам натрия и кальция рассчитывается количество составляющих плагиоклаза и его номер;

4) по сумме двухвалентных окислов находится количество составляющих биотита;

5) по молекулярному количеству OH рассчитывается содержание компонентов мусковита;

6) оставшиеся молекулярные количества калия и алюминия вместе с соответствующим количеством кремния связываются в формулу калиевого полевого шпата;

7) остаток кремнезема определяет количество кварца.

Методически расчет субмодального состава пород удобно производить следующим образом.

В указанной выше последовательности молекулярные количества определяющих окислов распределяются по присутствующим или возможным в породе минералам. Отсутствие избытка или недостатка глинозема служит одним из главных критериев правильности расчета.

Компоненты	Вес. %	Молекулярные количества (м. к.)	Плагиоклаз № 38				Биотит	Мусковит		Калиевый полевой шпат		Кварц			
			Апатит		альбит			анортит		м. к.	вес. %	м. к.	вес. %	м. к.	вес. %
			м. к.	вес. %	м. к.	вес. %		м. к.	вес. %						
SiO ₂	65,39	1089	—	—	222	13,34	90	93	84	162	438	26,31			
TiO ₂	0,48	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
Al ₂ O ₃	16,15	159	—	—	37	3,76	45	8	42	27	—	—			
Fe ₂ O ₃	1,08	7	—	—	—	—	—	7	—	—	—	—			
FeO	3,29	46	—	—	—	—	—	46	—	—	—	—			
MnO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
MgO	1,87	47	—	—	—	—	—	47	—	—	—	—			
CaO	3,07	55	—	—	—	—	45	—	—	—	—	—			
K ₂ O	5,35	57	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
Na ₂ O	2,28	37	—	—	—	—	—	14	14	27	—	—			
H ₂ O ⁺	1,13	63	—	—	37	2,28	—	—	—	—	—	—			
H ₂ O ⁻	0,11	6	—	—	—	—	—	31	31	—	—	—			
P ₂ O ₅	0,40	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
Σ	100,60	—	—	—	19,38	—	—	12,48	—	15,00	—	25,31			

* Название «неизмененный кварцевый монцонит» (Шилин и Иванова, 1954) не вполне соответствует данным пересчета химического анализа, указывающего на некоторую мусковитизацию породы.

Весовые количества минералов находятся либо суммированием по компонентам (например, содержание апатита в монцоните равно сумме 0,56% CaO, 0,02% H₂O и 0,40% P₂O₅, т. е. 0,98%), либо по таблицам приложения 2. Последнее гораздо предпочтительнее. Так, для стандартных минералов по молекулярным количествам определяющих окислов сразу, минуя пересчет на весовые проценты долей каждого из окислов, находим: для апатита $3 \cdot \frac{1}{3}$ молекулярных количеств P₂O₅ отвечают (см. прилож. 2) 1,0% апатита, 37 молекулярным количествам Na₂O отвечают 19,4% альбита, а 45 молекулярным количествам CaO соответствуют 12,5% анортита и т. д. Естественно, что минералы переменного состава (плагиоклазы, биотиты, амфиболы, хлориты и т. д.) должны рассматриваться как двух- или трехфазные системы. Например, количество биотита (14,7%) находится как сумма 6,6% сидерофиллита (эквивалентного $\frac{1}{6} \cdot 39$ м. к. FeO), 6,5% флогопита (эквивалентного $\frac{1}{6} \cdot 47$ м. к. MgO) и 1,6% оксидерофиллита.

Другой пример расчета субмодального состава дается нами для хлоритизированного и серицитизированного монцонита (табл. 39):

Таблица 39
Расчет субмодального состава хлоритизированного и серицитизированного монцонита

Компоненты	Вес. %	Молекулярные количества (м. к.)	Апатит		Серицит		Хлорит				Кварц	
			м. к.	вес. %	м. к.	вес. %	пеннин		шамозит		м. к.	вес. %
							м. к.	вес. %	м. к.	вес. %		
SiO ₂	63,82	1062	—	—	234	14,06	58	3,49	62	3,73	708	42,54
TiO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	16,03	157	—	—	117	11,92	19	1,93	21	2,18	—	—
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	8,79	122	—	—	—	—	39	2,81	83	5,98	—	—
MnO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	2,49	62	4	0,16	—	—	58	2,33	—	—	—	—
CaO	0,37	6	6	0,37	—	—	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	3,74	39	—	—	39	3,74	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	4,77	264	1	0,02	78	1,41	77	1,39	83	1,50	—	—
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	25	0,45	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,36	3	3	0,36	—	—	—	—	—	—	—	—
Σ	100,37	—	—	0,91	—	31,58	—	11,95	—	13,39	—	42,54
Вес. % минералов по прилож. 2	—	—	1,0	—	31,6	—	12,0	—	13,4	—	42,5	—

1) находятся молекулярные количества окислов;
 2) по фосфору рассчитывается содержание апатита (см. прилож. 2);

3) по калию рассчитывается содержание серицита (см. прилож. 2);

4) по молекулярным количествам двухвалентных окислов, по оставшемуся количеству Al_2O_3 и (ОН) рассчитывается содержание хлорита, для удобства рассматриваемого в качестве двухфазной системы (шамозит+пеннин);

5) остающийся кремнезем определяет содержание в породе кварца.

В табл. 39 приведен расчет весовых процентов минералов хлоритизированного и серицитизированного монцонита, выполненный как поминеральным суммированием окислов, так и более простым способом — с помощью таблиц приложения 2.

Расчет теоретического состава хлоритизированного и серицитизированного монцонита производится следующим образом. Вначале на основании объемно-весовых соотношений замещения порообразующих минералов серицитом, пеннином и шамозитом (см. прилож. 4) последовательно вычисляется количество новообразованных минералов: серицита, хлорита и кварца (табл. 40).

Таблица 40

Вычисление теоретического минерального состава хлоритизированного и серицитизированного монцонита, исходя из состава неизменной породы

Продукты замещения	Исходные минералы, вес. %							Теоретический состав	Субмодальный состав
	Апатит	Мусковит	Плагиоклаз № 38		Калиевый полевой шпат	Биотит	Кварц		
			анортит	альбит					
	1,0	11,3	12,5	19,4	15,0	14,7	26,3	100,4	
Серицит	—	11,3	11,5	9,4	—	—	—	32,2	31,6
Хлорит	—	—	—	—	12,2	—	—	12,2	12,0
Пеннин	—	—	—	—	4,6	10,2	—	14,8	13,4
Шамозит	—	—	—	—	—	—	—	1,0	1,0
Апатит	1,0	—	—	—	—	—	—	1,0	1,0
Кварц	—	—	+0,7	+8,9; +1,4	+0,6; +0,1	+2,6; +0,6	26,3	41,2	42,5
Перемещение кремнезема	—	—	+0,7	+1,4	-3,0; -1,1	+0,6	—	-1,4	—

В расчетах не рассматривается TiO_2 , а также принимается во внимание сохранение всего апатита.

Дальнейшая последовательность расчета такова:

1) весь мусковит (или серицит) исходной породы (11,3%) суммируется с новообразованным серицитом;

2) весь анортит (см. прилож. 4) замещается серицитом. При этом образуется $(12,5 \cdot 91,7) : 100 = 11,5\%$ серицита и $12,5 \cdot 5,6 : 100 = 0,7\%$ кварца осажденного, компенсирующего разность объемов. При замещении имеет место дефект массы 0,3% к массе анортита;

3) весь альбит (см. прилож. 4) замещается серицитом. При этом образуется $(19,4 \cdot 48,7) : 100 = 9,4\%$ серицита, $(19,4 \cdot 45,9) : 100 = 8,9\%$ освобожденного кварца и $(19,4 \cdot 7,4) : 100 = 1,4\%$ осажденного кварца;

4) весь биотит замещается (см. прилож. 4, табл. 17) шамозитом. При этом образуется $(14,7 \cdot 69,7) : 100 = 10,2\%$ шамозита, $(14,7 \cdot 17,6) : 100 = 2,6\%$ освобожденного кварца и $(14,7 \cdot 3,9) : 100 = 0,6\%$ осажденного кварца;

5) калиевый полевой шпат замещается в основном пеннином (11%) и частично (4%) шамозитом (см. прилож. 4). При этом образуется 12,2% пеннина, 4,6% шамозита и соответственно 0,6 и 0,1% кварца освобожденного остающегося и 3% и 1,1% кварца освобожденного выносятся;

6) суммируются количества серицита, хлорита и кварца, заместившие первичные минералы, и находится теоретический состав метасоматита. В общем случае он не равен 100% (дефект массы), но в приведенном примере это отклонение суммы от 100% весьма незначительно;

7) подводится баланс перемещения кремнезема при замещении. Всего осаждено кварца: 0,7% при замещении анортита, 1,4% при замещении альбита, 0,6% при замещении биотита, а вынесено освобожденного кварца 3,0% и 1,1% при замещении калиевого полевого шпата. Суммируя осажденный кварц (со знаком +) и вынесенный освобожденный (со знаком —), находим, что при формировании метасоматита большая часть освобожденного кремнезема остается на месте; из общего количества 12,2% вынесено освобожденного кварца лишь 1,4%.

Следует заметить, что при расчете теоретического состава метасоматита порядок замещения мог быть принят несколько иным, однако результативные цифры теоретического состава изменились бы при этом весьма незначительно. Несмотря на это, при расчетах теоретического состава необходимо стремиться как можно полнее отразить реальные соотношения псевдоморфного замещения.

ТИПЫ ОБЪЕМНЫХ СООТНОШЕНИЙ ПРИ МЕТАСОМАТИЧЕСКОМ ЗАМЕЩЕНИИ МИНЕРАЛОВ

Рассмотрение приведенного выше примера расчетов теоретического состава хлорито-серицитового метасоматита показывает, что с помощью объемно-молекулярного метода не только можно прибли-

зяться к оценке состава метасоматита, исходя из состава неизменной породы и не зная даже (в идеальном случае) модалный состав метасоматита, но решить важные вопросы механизма псевдоморфного замещения и доказать строгую обусловленность количественного изменения содержания кремнезема. Поэтому несомненный интерес представляет вопрос о типах объемных соотношений при метасоматическом минералообразовании и, как следствие, вопрос о проявлении этих соотношений в природных процессах.

В условиях дифференциальной подвижности компонентов при метасоматозе объем новообразованных минералов лишь в частном случае может строго соответствовать объему замещаемого (исходного) минерала (Григорьев, 1948, 1956). Теоретически мыслимы три случая замещения одного минерала другим: объем исходного минерала (V_0) может быть меньше, равен или больше суммы объемов новообразованных минералов ($\Sigma V_{и}$), связанных с исходным минералом общностью инертных компонентов. Такие минералы мы называем «инертно-псевдоморфными минералами». Схематически это можно записать следующим образом:

$$V_0 = \Sigma V_{и}; \quad V_0 = \Sigma V_{и} + \Delta V; \quad V_0 = \Sigma V_{и} - \Delta V. \quad (74)$$

Кроме того, в метасоматическом процессе обычно участвуют один или несколько компонентов, которые, освобождаясь в ходе реакции, либо выносятся за пределы системы, либо компенсируют разность объемов (в том случае, если они находятся в избытке в метасоматирующем растворе).

Такие компоненты, или в частном случае минералы, имеют большое значение для определения характера псевдоморфизма. Рассмотрим подробнее эти три типа замещений*.

Первый тип — объем исходного минерала равен сумме объемов инертно-псевдоморфных минералов ($V_0 = \Sigma V_{и}$). Идеальное соответствие объема новообразованных твердых продуктов объему исходного минерала ($V_0 = \Sigma V_{и}$) случай редкий в реальных условиях. Все освобожденные компоненты в этом случае выносятся из зоны реакции. Наряду с отсутствием объемного эффекта в ходе подобного замещения масса новообразованных продуктов, естественно, не равна массе исходного минерала: $P_0 \neq \Sigma P_{и}$.

Примером подобных реакций может служить замещение анортита каолинитом, когда освобожденный SiO_2 отсутствует, а объемный эффект равен приблизительно всего лишь 1%.

Второй тип — объем исходного минерала больше суммы объемов инертно-псевдоморфных минералов ($V_0 = \Sigma V_{и} + \Delta V$). Результативный суммарный объем инертно-псевдоморфных минералов меньше объема исходного минерала. Вследствие этого возни-

* Принципиальная термодинамическая характеристика метасоматических систем, отвечающих указанным трем типам замещения, была дана ранее (Рудник, 1966).

кает дефект объема, который либо компенсируется освобожденным избыточным компонентом (минералом) или привнесенным избыточным компонентом (минералом), либо остается незаполненным, обуславливая увеличение пористости.

Освобожденный избыточный компонент отсутствует ($V_{осв}^{изб} = 0$). Имеющий место дефект объема ΔV компенсируется либо привнесенным избыточным компонентом (минералом), либо компонентом (минералом), вытесненным при одновременных реакциях типа $V_0 = \Sigma V_{и} - \Delta V$, либо остается незаполненным, обуславливая увеличение пористости.

Примером подобной реакции является замещение биотита (сидерофиллита) ортоклазом (см. прилож. 4, табл. 6), в ходе которого 100% сидерофиллита соответствует 74,6% (объемных) ортоклаза и 25,4% дефекта объема. При условии компенсации дефекта объема кварцем (избыточным освобожденным, вытесненным в других реакциях или привнесенным) весовые соотношения будут: 54,6% (весовых) ортоклаза и 19,7% (весовых) кварца, а дефект массы при этом достигает 25,8%.

Объем освобожденного избыточного компонента равен дефекту объема ($V_{осв}^{изб} = \Delta V$). Такое равенство — случай редкий в рассмотренных реакциях. Некоторым приближением к нему является замещение биотита гематитом и пеннинном (см. прилож. 4, табл. 15). Здесь в качестве освобожденных избыточных выступают Fe_2O_3 и SiO_2 , лишь 1,3% исходного объема остается некомпенсированным освобожденными избыточными компонентами.

Весовые соотношения новообразованных продуктов при этом свидетельствуют о дефекте массы: на 100% (весовых) исходного минерала приходится лишь 95,6% (весовых) новообразованных продуктов, включая и кварц осажденный (привнесенный).

Объем освобожденного компонента превышает дефект объема ($V_{осв} > \Delta V$). В этом случае часть освобожденных компонентов (минералов) должна выноситься из зоны реакции. Так, например, при замещении тремолита магнезитом и кальцитом (при условии инертности Ca и Mg) лишь $1/3$ всего освобожденного кремнезема может остаться на месте, компенсируя разность объемов, а остальной кремнезем выносится за пределы зоны реакции (см. прилож. 4, табл. 3).

Результирующие продукты также имеют меньшую массу по сравнению с начальными, т. е. относительное уменьшение суммарного удельного веса псевдоморфоз составляет 7,8%.

Объем освобожденного избыточного компонента меньше дефекта объема ($V_{осв}^{изб} < \Delta V$). Недостаток объема освобожденных компонентов (минералов) по сравнению с дефектом объема — наиболее распространенное явление. Это и естественно, так как в большинстве реакций в качестве избыточных выступает только часть общего числа освобожденных компонентов (обычно лишь SiO_2).

В качестве примеров подобного сорта реакций могут быть названы следующие: замещение биотита серицитом и пиритом, биотита гидромусковитом и гематитом, биотита пеннином, биотита каолинитом и др. (см. прилож. 4, табл. 10, 11, 14, 19). Так, при замещении биотита каолинитом объем освобожденного кварца составляет 30,3%, в то время как дефект объема 66,7%. Лишь при наличии привнесенного (осажденного) кремнезема будет иметь место замещение «объема за объем», но и в этом случае дефект массы (относительное уменьшение суммарного удельного веса новообразованных минералов) составит 15,7%.

Третий тип — суммарный объем инертно-псевдоморфных минералов превышает объем исходного минерала ($V_0 = \sum V_{и} - \Delta V$). В этих случаях реакция может пойти слева направо лишь при условии одновременного освобождения объема путем вытеснения какого-либо минерала, подвижность компонентов которого выше подвижности главных компонентов замещающего минерала. При этом будет происходить увеличение относительного давления поровых растворов, пропорциональное избытку объема твердых продуктов реакции и тем меньше, чем более подвижен вытесняемый компонент.

Здесь возможны следующие соотношения объемов вытесненного и освобожденного компонентов.

Освобожденный избыточный компонент отсутствует ($V_{осв}^{изб} = 0$; $V_{вытесн} = \Delta V$). Примеры подобного замещения — образование альбита или ортоклаза по анортиту. В этом случае вытесняется не только кварц (кремнезем), заимствуемый альбитом или ортоклазом 89,6% (4 SiO₂ в % к An), но и 8,9% не участвующего в реакции.

Освобожденный избыточный компонент присутствует ($V_{осв}^{изб} \neq 0$; $V_{вытесн} = \Delta V$). В случае наличия освобожденного компонента, но в условиях избытка объема новообразованных (инертно-псевдоморфных) минералов над исходным, освобожденный компонент, естественно, должен выноситься из зоны реакции, как это имеет место, например, при замещении амфибола биотитом (см. прилож. 4, табл. 4).

Таким образом, указанные три предельных типа выполнений псевдоморфоз охватывают все разнообразие частных реакций метасоматического минералообразования. Соотношение их друг с другом (в зависимости от состава исходных пород, состава, температуры и кислотности действующих растворов) и определяет главнейшие черты петрогенеза различных фаций метасоматитов.

Рассмотренные закономерности псевдоморфного минералообразования позволяют подойти и к оценке влияния физико-химических условий на направленность реакций. Так, прогрессирующее увеличение в поровом растворе концентрации вещества, возрастание температуры и давления способствуют осуществлению реакций с дефектом объема, в ходе которых возникают минеральные ассо-

циации, характеризующиеся увеличением внутренней энергии метасоматитов. Наоборот, регрессивный ход процесса способствует протеканию реакций с положительным объемным эффектом.

ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ МЕТАСОМАТИТОВ ПО ТИПАМ ЗАМЕЩЕНИЯ

Рассмотренные выше предельные случаи объемно-весовых соотношений псевдоморфизма при метасоматическом замещении горных пород обычно проявляются совместно, но относительная роль каждого из них может быть различной. Это обстоятельство обуславливает возникновение нескольких типов метасоматических пород, различных по преобладающему механизму замещения в соответствии с различиями в физико-химических условиях их образования.

При рассмотрении механизма метасоматического порообразования целесообразно ввести следующие понятия.

1. Инертные первичные и инертные метасоматические минералы — это минералы соответственно исходной или измененной породы, содержащие один или несколько компонентов, сохраняющих инертность в ходе всего процесса.

2. Подвижные первичные и подвижные метасоматические минералы — это минералы соответственно исходных или измененных пород, в состав которых не входят инертные компоненты.

3. Освобожденные минералы — это метасоматические минералы, сложенные компонентами, высвободившимися в ходе реакции.

4. Осажденные минералы — это те из метасоматических минералов, которые сложены компонентами, привнесенными раствором из-за пределов системы.

5. Вытесненные минералы — это те из подвижных минералов исходных пород, все компоненты которых выносятся из зоны реакции.

Схема изобъемного замещения в общем виде может быть охарактеризована следующим соотношением:

$$\sum V_0^n + \sum V_0^n = \sum V_k^n + \sum V_k^n, \quad (75)$$

где V_0^n — объем первичных инертных минералов;
 V_0^n — объем первичных подвижных минералов;
 V_k^n — объем метасоматических инертных минералов;
 V_k^n — объем метасоматических подвижных минералов.

Учитывая, что объем подвижных метасоматических минералов (V_k^n) складывается из алгебраической суммы объемов первичных подвижных минералов (V_0^n), объема освобожденного минерала ΔV_c , объема вытесненного подвижного первичного минерала ($-\Delta V_0^n$) и объема осажденного минерала (ΔV_d) получим:

$$\sum V_k^n = \sum V_0^n + \sum \Delta V_c - \sum \Delta V_0^n + \sum \Delta V_d.$$

В том случае, когда в качестве освобожденного и осажденного выступает минерал, тождественный первичному подвижному минералу, очевидно, будет:

$$\Sigma V_k^n = \Sigma V_0^n \pm \Sigma \Delta V_c \pm \Sigma \Delta V_0^n.$$

Если учесть это соотношение, то равенство (75) можно записать в следующем виде:

$$\Sigma V_0^n = \Sigma V_k^n \pm \Sigma \Delta V_c \pm \Sigma \Delta V_0^n.$$

Систематическое рассмотрение этого равенства приводит к выводу о следующих теоретически мыслимых случаях объемных соотношений при образовании метасоматитов:

$$\Sigma V_0^n = \Sigma V_k^n - \Sigma \Delta V_c - \Sigma \Delta V_0^n.$$

$$\Sigma V_0^n = \Sigma V_k^n - \Sigma \Delta V_c.$$

$$\Sigma V_0^n = \Sigma V_k^n.$$

$$\Sigma V_0^n = \Sigma V_k^n + \Sigma \Delta V_c,$$

$$\Sigma V_0^n = \Sigma V_k^n + \Sigma \Delta V_c + \Sigma \Delta V_0^n.$$

$$\Sigma V_0^n = \Sigma V_k^n + \Sigma \Delta V_c + \Sigma \Delta V_n.$$

$$\Sigma V_0^n = \Sigma V_k^n + \Sigma \Delta V_c'.$$

$$\Sigma V_0^n = \Sigma V_k^n + \Sigma \Delta V_c' + \Sigma \Delta V_n.$$

Рассмотрим последовательно все типы метасоматитов, отвечающих указанным соотношениям.

Тип I — суперкомпенсированные метасоматиты характеризуются соотношениями:

$$\Sigma V_0^n = \Sigma V_k^n - \Sigma \Delta V_c - \Sigma \Delta V_0^n;$$

$$\Sigma V_0^n = \Sigma V_k^n - \Sigma \Delta V_c.$$

Первое равенство отвечает такому случаю, когда суммарный объем инертных метасоматических минералов больше объема исходных инертных минералов. Тогда полностью выносятся освобожденные компоненты и, кроме того, вытесняется часть первичного подвижного минерала, обеспечивая этим приращение объема новообразованных минералов.

Второе равенство отвечает такому случаю, когда суммарный объем инертных метасоматических минералов равен объему исходных инертных минералов, вследствие чего освобожденный компонент полностью выносится за пределы системы.

Метасоматиты этого типа могут быть названы сверхзаполненными, или суперкомпенсированными. Они возникают в условиях регрессивного хода постмагматических процессов, общего сниже-

ния температуры, давления и концентрации энергоемких компонентов.

Тип II — автокомпенсированные метасоматиты характеризуются соотношениями:

$$\Sigma V_0^n = \Sigma V_k^n;$$

$$\Sigma V_0^n = \Sigma V_k^n + \Sigma \Delta V_c.$$

Первое соотношение означает равенство суммарного объема первичных инертных минералов объему инертно-метасоматических минералов при полном отсутствии освобожденного компонента. Этот случай, по-видимому, достаточно редкий в природе. Второе соотношение иллюстрирует такой случай, когда объем первичных инертных минералов больше объема инертных метасоматических минералов точно на величину объема освобожденного минерала. Следовательно, компенсация дефекта объема при замещении происходит за счет «внутренних ресурсов» вещества. Такие метасоматиты могут быть названы самозаполненными, или автокомпенсированными. Метасоматиты этого типа характерны для низко- и среднетемпературных стадий постмагматического процесса.

Тип III — аллокомпенсированные метасоматиты удовлетворяют равенству:

$$\Sigma V_0^n = \Sigma V_k^n + \Sigma \Delta V_c + \Sigma \Delta V_0^n.$$

Суммарный объем первичных инертных минералов больше объема инертных метасоматических минералов. В этом случае не только весь освобожденный минерал остается на месте, но появляется еще осажденный минерал.

Такие метасоматиты могут быть названы извне компенсированными (аллокомпенсированными). Они свойственны средне- и высокотемпературным стадиям постмагматического процесса и характеризуют возрастание термодинамических и химических потенциалов компонентов метасоматизирующих растворов.

Тип IV — анхикомпенсированные метасоматиты. Объемные превращения при их формировании описываются равенством:

$$\Sigma V_0^n = \Sigma V_k^n + \Sigma \Delta V_c + \Sigma \Delta V_n.$$

Это равенство, где $\Sigma \Delta V_n$ — незаполненная часть суммарного дефекта объема реакций замещения, означает, что только часть общего дефекта объема компенсируется освобожденным компонентом. Такие частично заполненные метасоматиты могут быть названы анхикомпенсированными. Им, естественно, свойственна повышенная пористость. Физико-химическая сущность такого процесса состоит в том, что снижение относительного порового давления за счет преобладания реакций «с дефектом объема» недостаточно для пересыщения метасоматирующих растворов.

Тип V — акомпенсированные метасоматиты. Для них характерны следующие объемные соотношения:

$$\sum V_0^H = \sum V_K^H + \sum \Delta V'_c;$$

$$\sum V_0^H = \sum V_K^H + \sum \Delta V'_c + \sum \Delta V_H.$$

Они отвечают тем случаям, при которых в ходе замещения с преобладанием реакций «с дефектом объема» освобожденный компонент выносится ($\sum \Delta V'_c$), а осажденный минерал отсутствует. При этом, естественно, резко возрастает пористость, если не будет происходить метасоматической усадки. Как пористость, так и баланс вынесенного освобожденного компонента могут быть строго учтены. Метасоматиты подобного типа могут быть названы незаполненными (акомпенсированными). Они возникают, по-видимому, в условиях прогрессивного развития постмагматического процесса и характеризуют так называемую «стадию растворения».

Рассмотренные идеализированные схемы метасоматической переработки пород на практике, естественно, осложняются некоторыми частностями, но тем не менее расчет теоретического состава и анализ объемно-весовых соотношений в большинстве случаев позволяет определить принадлежность каждого конкретного случая метасоматического замещения к тому или иному типу. Исключение составляют лишь метасоматиты, в которых в качестве осажденных присутствуют ксеногенные минералы и которые вследствие этого не поддаются строгому математическому расчету теоретического состава.

ПРИМЕРЫ МЕТАСОМАТИТОВ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ ЗАМЕЩЕНИЯ

В соответствии с приведенной классификацией метасоматитов по типам замещения ниже приводятся примеры, характеризующие эти пять типов. Часть примеров приводится впервые, часть заимствована из ранее опубликованных работ.

Тип I — суперкомпенсированные метасоматиты. В качестве примера рассмотрим образование каолинит-анкеритового метасоматита по амфиболизированному габбро-диориту на молибденовом месторождении. Качественный минеральный состав габбро-диорита по наблюдениям в шлифе достаточно сложный (Казийцын, 1960, 1962): плагиоклаз № 40, биотит, роговая обманка, а также небольшое количество кварца, анкерита, ортоклаза, сфена, апатита, магнетита, пирита.

Вначале выполняем расчет субмодального состава габбро-диорита. Он осуществляется в следующем порядке (табл. 41).

1. По молекулярным количествам P_2O_5 , TiO_2 , $S_{\text{сульф}}$ однозначно определяется содержание в породе апатита, сфена и пирита.

2. По молекулярному количеству CO_2 с учетом состава анкерита, найденного по кристаллооптическим константам, рассчиты-

Таблица 41

Расчет субмодального состава габбро-диорита

Компоненты	Вес. %	Молекулярные количества (м. к.)		Апатит		Сфен		Пирит		Анкерит		Плагиоклаз № 40		Биотит		Амфибол		Магнетит		Каолинит-полевошпатовый		Кварц		Пористость	
		м. к.	вес. %	м. к.	вес. %	м. к.	вес. %	м. к.	вес. %	м. к.	вес. %	альбит	анортит	м. к.	вес. %	м. к.	вес. %	м. к.	вес. %	м. к.	вес. %	м. к.	вес. %		м. к.
SiO_2	52,52	874	—	—	—	—	—	—	—	—	—	402	24,19	166	9,95	55	3,30	130	7,81	—	—	36	2,16	72	4,33
TiO_2	1,02	13	—	—	—	—	—	—	—	—	—	67	6,83	83	8,42	9	0,92	—	—	—	—	6	0,61	—	—
Al_2O_3	16,78	165	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	11	1,80	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe_2O_3	2,62	16	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	32	2,29	30	2,16	5	0,82	—	—	—	—	—
FeO	4,94	69	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	0,12	—	—	5	0,35	—	—	—	—	—
MnO	0,12	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	24	0,97	83	3,35	—	—	—	—	—	—	—
MgO	4,84	120	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CaO	7,66	137	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Na_2O	4,14	67	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
K_2O	1,59	17	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	0,35	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CO_3	с.л.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
$S_{\text{сульф}}$	0,12	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
F	0,24	13	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CO_2	1,64	44	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H_2O^+	0,98	55	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H_2O^-	0,58	32	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Σ , вес. %	100,44	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Объемн. % ($d_2 = 2,72$)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

вается его содержание в неизменном (точнее, слабо карбонатизированном) диорите.

3. По молекулярному количеству Na_2O определяется содержание альбитовой составляющей в породе.

4. По оставшемуся от карбоната количеству CaO с учетом найденного наблюдением в шлифе номера плагиоклаза рассчитывается содержание в породе анортитовой составляющей.

5. По атомному количеству F и H_2O с учетом количества K и относительной железистости находится содержание в породе биотита.

6. По оставшемуся молекулярному количеству FeO , MgO и OH рассчитывается содержание роговой обманки.

7. По оставшемуся от биотита количеству K_2O и количеству Na_2O находится содержание реликтовых калиевого полевого шпата и альбита.

8. Остаток кремнезема определяет содержание в породе кварца.

9. Весовые проценты содержания минералов пересчитываются на объемные.

Минеральный состав породы из зоны максимального изменения по данным изучения петрографических шлифов следующий: каолинит и дикиит 35—40%, анкерит 25—30%, кварц 20—25%, реликты полевых шпатов и гидрослюды, а также акцессорные: апатит, рутил, пирит—10—15%. Химический анализ обнаруживает существенное уменьшение количества кремнезема, щелочей, железа и увеличение кальция и углекислоты и воды по сравнению с исходными. По этим данным производится расчет субмодального состава метасоматита. Он выполняется в следующем порядке (табл. 42).

1. По молекулярным количествам TiO_2 , P_2O_5 , $\text{S}_{\text{сульф}}$ находится содержание в породе рутила, апатита, пирита.

2. По молекулярному количеству CO_2 с учетом относительной роли Fe , Mg и Ca (по кристаллооптическим данным) определяется содержание анкерита.

3. Оставшееся количество двухвалентных окислов и окисного железа определяет содержание гидрослюды.

4. По молекулярному количеству K_2O (не вошедшему в гидрослюду) находится содержание в породе реликтового калиевого полевого шпата.

5. Оставшееся количество алюминия и «воды» определяет содержание каолинита.

6. Свободный кремнезем, не вошедший в формулы алюмосиликатов, определяет содержание кварца.

7. Весовые проценты содержания минералов пересчитываются на объемные.

Далее на основании субмодального состава исходного габбродиорита с помощью системы реакций (см. прилож. 4), учитывающих объемные эффекты (табл. 43), последовательно находятся

Таблица 42

Расчет субмодального состава арцилизированного габбро-диорита

Компоненты	Вес. %	Молекулярные количества (м. к.)	Рутил		Апатит		Пирит		Карбонат		Гидрослюда		Калиевый полевой шпат		Альбит		Каолинит		Кварц		Пористость
			м. к.	вес. %	м. к.	вес. %	м. к.	вес. %	м. к.	вес. %	м. к.	вес. %	м. к.	вес. %	м. к.	вес. %	м. к.	вес. %	м. к.	вес. %	
SiO_2	39,36	655	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
TiO_2	1,00	13	1,00	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al_2O_3	16,49	162	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe_2O_3	0,90	6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	4,01	56	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MnO	0,09	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	4,82	119	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CaO	10,98	196	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Na_2O	0,30	5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
K_2O	1,45	16	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	0,31	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
SO_3	сл.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
$\text{S}_{\text{сульф}}$	0,50	16	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
F	0,16	8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CO_2	14,06	319	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H_2O^+	4,33	240	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H_2O^-	1,63	90	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Σ , вес. %	100,39	—	1,00	0,72	1,07	31,18	7,86	2,60	4,38	35,86	15,72	2,8	4,7	37,7	16,1	2,9					
Объемн. % ($d_v=2,69$)	—	—	0,7	0,6	0,6	2,70	6,9	2,8	4,7	37,7	16,1	2,8	4,7	37,7	16,1	2,9					

Таблица 43

Расчет теоретического состава аргиллизированного габбро-диорита

Продукты замещения	Исходные минералы объемн. %, зоны I; пористость 2,5%					
	Актинолит	Биотит	Альбит	Анортит	Ортоклаз	Анкерит
	12,4	9,9	37,5	22,6	3,5	3,6
Гидрослюда	—	5,4	1,4	—	—	—
Альбит	—	—	2,8	—	—	—
Ортоклаз	—	—	1,1	—	3,5	—
Анкерит	3,7; 5,9	4,3	—	8,3	—	3,6
Каолинит	—	—	15,2	22,3	—	—
Кварц	1,3; 1,5	+0,2	+15,5; +15; -0,1	-7,9	—	—
Рутил	—	—	—	—	—	—
Пирит	—	—	—	—	—	—
Апатит	—	—	—	—	—	—
Вынесенный кремнезем	-2,0; -3,6	-2,1	+0,2; +1,7; -0,1	-7,9	—	—
Пористость	—	—	—	—	—	—

Продолжение табл. 43

Продукты замещения	Исходные минералы объемн. %, зоны I; пористость 2,5%					Теоретический состав	Субмодальный состав
	Кварц	Сфен	Магнетит	Пирит	Апатит		
	4,4	2,0	0,6	0,1	0,9		
Гидрослюда	—	—	—	—	—	6,8	6,9
Альбит	—	—	—	—	—	(?,8)	2,8
Ортоклаз	—	—	—	—	—	(4,6)	4,7
Анкерит	—	0,7	—	—	—	26,5	27,0
Каолинит	—	—	—	—	—	37,5	37,7
Кварц	+4,0	+0,6	—	—	—	16,6	16,1
Рутил	—	0,7	—	—	—	(0,7)	0,7
Пирит	—	—	0,6	0,1	—	(0,7)	0,7
Апатит	—	—	—	—	0,9	(0,9)	0,9
Вынесенный кремнезем	-0,4	—	—	—	—	11,2	—
Пористость	0,4	—	—	—	—	(2,9)	2,9

количества новообразованных минералов. Расчеты могут производиться либо в весовых процентах, либо в объемных. В последнем случае весовые проценты субмодальных составов исходной и ре-

зультативной пород должны быть переведены в объемные, что достигается путем деления весового процента каждого минерала на его удельный вес и последующего приведения суммы к 100% с учетом пористости.

Расчет осуществляется в таком порядке:

1. Находится количество карбоната и кварца, замещающих (см. прилож. 4, табл. 2, 3) актинолит ($1/3$ грюнерита и $2/3$ тремолита) исходной породы. Количество карбоната по грюнеритовой составляющей актинолита будет: $(5,0 \cdot 74,4) : 100 = 3,7\%$, а количество кварца $(5,0 \cdot 25,6) : 100 = 1,3\%$. Кроме того, вынесено освобожденного кварца $(5,0 \cdot 40,2) : 100 = 2,0\%$. Аналогично для тремолитовой составляющей актинолита имеем: $(7,4 \cdot 80,3) : 100 = 5,9\%$ карбоната и $(7,4 \cdot 19,7) : 100 = 1,5\%$ кварца, компенсирующего разность объемов, а также $(7,4 \cdot 48,2) : 100 = 3,6\%$ вынесенного кварца (избыточного). Суммарное количество вынесенного кварца при этих реакциях составит 5,6%.

2. Расчет замещения биотита гидрослюдой (гидробиотитом) и карбонатом (магнезитом и сидеритом) производится в соответствии с табл. 11 приложения 4. Он показывает, что в итоге образуется $(9,9 \cdot 54,7) : 100 = 5,4\%$ гидрослюды, $(9,9 \cdot 43,4) : 100 = 4,3\%$ карбоната и $(9,9 \cdot 1,9) : 100 = 0,2\%$ кварца. Количество освобожденного кремнезема в этой реакции составляет $(9,9 \cdot 22,8) : 100 = 2,3\%$, а следовательно, часть его $(2,3 - 0,2) = 2,1\%$ вынесена.

3. Расчет замещения альбитовой фазы гидрослюдой, каолинитом и кварцем производится с учетом наличия в результативной породе 2,8% реликтового альбита. Это несколько нарушает стройность расчета, так как в общем случае модальный состав результативной породы может быть неизвестен. Однако, если и не учитывать количество реликтивного альбита, принципиально на результатах это сильно не отразится. То же самое относится и к реликтовому ортоклазу, количество которого в данном случае даже несколько больше, чем в первичной породе, — 4,7 вместо 3,6%, вследствие чего 1,0% альбита считается замещившимся ортоклазом, при этом вытесняется 0,1% кварца.

При замещении альбита исходной породы гидрослюдой каолинитом и кварцем образуется $(3,0 \cdot 47,5) : 100 = 1,4\%$ гидрослюды, $(30,7 \cdot 49,4) : 100 = 15,2\%$ каолинита и 15,1% кварца. Кроме того, возникает дефицит объема (3,1%), который, естественно, также заполняется кремнеземом (1,9%) освобождающимся в первой реакции.

4. Замещение анортитовой составляющей (22,6%) первичной породы карбонатом и каолинитом дает согласно реакции (см. прилож. 4, табл. 42) 8,3% анкерита и 22,3% каолинита. Реакция происходит с большим избытком объема и возможна лишь при вытеснении 7,9% объема первичных минералов (кварца).

5. Ортоклаз и анкерит первичной породы (соответственно 3,5 и 3,6%) без изменения сносятся в состав метасоматита. Точно так же обстоит дело и с первичным кварцем, однако некоторое уве-

личение результативной пористости относится за счет частичного его выноса (2,9 — 2,5 = 0,4%).

6. Сфен первичной породы (2%) пересчитывается на рутил, кварц и карбонат. Последний плюсуется к анкериту.

7. Первичный магнетит суммируется с пиритом. Изменение объема при замещении магнетита пиритом незначительно и его можно не учитывать.

После расчета объемных эффектов замещения количества каждого из новообразованных минералов суммируются и находится теоретический состав метасоматита.

Одновременно подводится баланс перемещения кремнезема и устанавливается, что 14,2% его вытеснено. Сравнение этой суммы с экспериментально найденной величиной (52,52 — 39,36 = 13,16%) обнаруживает хорошее совпадение, тем более, что эта величина отвечает весовым процентам. Следовательно, количество вытесненного кремнезема строго лимитируется объемными соотношениями реакций замещения. Кроме того, расчет теоретического состава по методу молекулярных объемов объясняет в данном случае и тот примечательный факт, что, несмотря на существенный вынос кремнезема при замещении, достигающий 25% от исходной величины, количество кварца в результативной породе возрастает в 4 раза по сравнению с первичной породой.

Приведенный расчет теоретического состава измененной породы в некоторой степени зависит от модального состава, так как учитывается содержание реликтовых минералов и возрастание пористости. Однако, если бы модальный состав метасоматита не был известен совсем, то расчет полного замещения первичных минералов каолинитом, анкеритом, кварцем и гидрослюдой дал бы достаточно близкие цифры.

Рассмотренный случай замещения объединяет комплекс реакций, протекающих как с положительными, так и с отрицательными объемными эффектами. Однако преобладают реакции с увеличением объема результативных фаз. Это служит косвенным указанием на регрессивный характер процесса, в ходе которого снижение давления (а возможно, и температуры) поровых растворов в какой-то степени компенсируется положительными объемными эффектами протекающих реакций.

Тип II — автокомпенсированные метасоматиты. Примером метасоматитов, приближающихся по механизму образования к автокомпенсированным, может служить рассмотренный выше случай хлорит-серицитового замещения кварцевого монцонита (см. табл. 39). В ходе формирования этих метасоматитов почти весь освобожденный кремнезем остается на месте и лишь 1,4% его выносятся за пределы системы.

В качестве второго примера автокомпенсированного метасоматита рассмотрим серицитизацию и хлоритизацию гранит-порфира (химические анализы первичных и измененных пород приведены в работе Д. М. Шилина и В. П. Ивановой (1954).

Все вычисления начинаются с расчета субмодального состава исходной горной породы, в данном случае — гранит-порфира (табл. 44). Как и в случае кварцевого монцонита, расчет несложен, но недостаточно строг из-за отсутствия в используемой работе данных о качественном минеральном составе и о кристаллооптических свойствах минералов.

Таблица 44

Расчет субмодального состава гранит-порфира

Компо- ненты	Вес. %	Молеку- лярные количе- ства	Плагиоклаз		Биотит	Мусковит	Калие- вый поле- вой шпат	Кварц	Рутил
			альбит	анор- тит					
SiO ₂	65,72	1094	54	12	88	180	246	514	—
TiO ₂	0,50	7	—	—	—	—	—	—	7
Al ₂ O ₃	16,27	160	9	6	15	30	41	—	—
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	3,74	52	—	—	52	—	—	—	—
MgO	0,64	16	—	—	16	—	—	—	—
MnO	0,34	5	—	—	5	—	—	—	—
CaO	1,16	21	—	6	15	—	—	—	—
K ₂ O	8,08	86	—	—	15	30	41	—	—
Na ₂ O	0,55	9	9	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	0,64	36	—	—	20	16	—	—	—
H ₂ O ⁺	2,07	115	—	—	30	85	—	—	—
Σ, вес. %	99,71	—	4,7	1,7	14,2	24,5	22,8	30,7	0,5

Молекулярные количества окислов распределяются по минералам в такой последовательности. Количество натрия определяет содержание альбитовой составляющей плагиоклаза и косвенно анортитовой (учитывая, что плагиоклаз в подобных породах представлен олигоклазом). Количество двухвалентных окислов, включая сюда с некоторой условностью остаток кальция и марганец, определяют содержание флогопитовой и сидерофиллитовой составляющих биотита. Оставшееся количество H₂O, Al₂O₃, K₂O определяют содержание мусковита и калиевого полевого шпата, а свободный кремнезем — содержание кварца. Весовые проценты минералов по количеству «единичных» окислов находятся с помощью приложения 2.

Далее выполняется расчет субмодального состава серицитизированного и хлоритизированного гранит-порфира (табл. 45). По сумме двухвалентных окислов (с учетом их соотношения) в амезите (Fe : Mg + Ca + Mn = 1) находится количество амезита, а по оставшемуся количеству закисного железа — содержание шамотита. Молекулярное количество Al₂O₃ вместе с K₂O, примесью Na₂O и H₂O определяет содержание в породе гидромусковита (серицита). Оставшееся неизрасходованным количество SiO₂ определяет содержание кварца.

Таблица 45

Расчет субмодального состава хлоритизированного и серицитизированного гранит-порфира

Компоненты	Вес, %	Молекулярные количества	Серицит	Хлорит		Кварц	Рутил
				шамозит	амезит		
SiO ₂	65,85	1096	170	84	30	812	—
TiO ₂	0,33	4	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	14,60	143	85	28	30	—	1
Fe ₂ O ₃	1,19	7	—	—	—	—	—
FeO	10,02	140	—	110	30	—	—
MgO	0,65	16	—	—	16	—	—
MnO	0,16	2	—	—	2	—	—
CaO	0,66	12	—	—	12	—	—
K ₂ O	1,78	19	19	—	—	—	—
Na ₂ O	0,45	7	7	—	—	—	—
H ₂ O—	0,30	17	—	—	—	—	—
H ₂ O+	3,80	210	56	110	60	—	—
Σ, вес. %	99,80	—	21,5	18,0	9,3	48,8	0,3

При расчете теоретического состава серицитизированного и хлоритизированного гранит-порфира (табл. 46) принимается с некоторой условностью, что мусковит исходной породы без существенного изменения объемных соотношений замещается гидро-мусковитом (серицитом).

Таблица 46

Вычисление теоретического минерального состава хлоритизированного и серицитизированного гранит-порфира

Продукты замещения	Исходные минералы						Теоретический состав	Субмодальный состав
	Плагиоклаз		Биотит	Мусковит	Калиевый полевой шпат	Кварц		
	альбит	анортит						
	4,7	1,7	14,8	24,5	22,8	30,7	90,2	
Серицит	—	—	—	24,5	—	—	24,5	21,5
Хлорит:								
Шамозит	5,7	3,9	9,3	—	—	—	18,9	18,0
Амезит	—	—	—	—	11,6	—	11,6	9,3
Кварц	-0,3	-1,8	+3,2	—	+12,9	+30,7	44,7	48,8
Перемещение кремнезема	-1,6 освобожденный -0,3 первичный	-1,8 первичный	+0,6 осажденный	—	+0,6 осажденный	—	-2,5	—

Весь альбит, анортит и биотит замещаются шамозитом (см. табл. 17, 39, 50 прилож. 4), а калиевый полевой шпат замещается амезитом.

Результаты расчетов свидетельствуют о достаточно близком соответствии теоретического состава наблюдаемому и указывают на принадлежность рассматриваемых метасоматитов к типу автокомпенсированных, так как из общего количества освобожденного SiO₂ (15%) выносится лишь 2,5%.

Следовательно, автокомпенсированные метасоматиты возникают в том случае, когда дефект объема одних реакций замещения уравнивается избытком его в других реакциях, а также при наличии достаточных количеств освобожденного компонента. При этом один из главных минералообразующих компонентов инертен, в качестве инертных замещающих (инертно-метасоматических) выступают несколько минералов, а освобожденный и вытесненный компоненты не выносятся за пределы системы. Вследствие этого освобожденный и вытесненный компоненты являются в этом случае по существу также инертными. Пористость автокомпенсированных метасоматитов остается на уровне неизменных пород, хотя объемный вес может заметно измениться.

Тип III—аллокомпенсированные метасоматиты. Как показывают наблюдения, аллокомпенсированные метасоматиты характерны преимущественно для процессов образования кварц-мусковитовых грейзенов и в меньшей мере для процессов березитизации и сольфатарной аргиллизации.

Рассмотрим в качестве примера случай грейзенизации двуслюдяного гранита и случай аргиллизации гранит-порфира.

Грейзенизация двуслюдяного гранита. Химические анализы двуслюдяного гранита и замещившего его кварц-мусковитового грейзена заимствованы из работы Н. И. Наконника (1954). В данном случае отсутствуют данные подсчетов минералов исходной породы в шлифе, а также данные о составе плагиоклаза, железистости биотита и пористости пород. Однако это не является непреодолимым препятствием при пересчетах, так как результирующий состав кварц-мусковитового грейзена предельно прост—грейзен практически биминерален.

Вначале выполняется расчет субмодального состава двуслюдяного гранита. Он осуществляется следующим образом (табл. 47).

1. По молекулярному количеству Fe₂O₃ находится содержание в породе магнетита, а по молекулярному количеству P₂O₅—апатита.

2. По молекулярному количеству CaO (оставшемуся от апатита) определяется содержание анортитовой составляющей, а по Na₂O альбитовой составляющей плагиоклаза породы.

3. По сумме двухвалентных катионов находится содержание в двуслюдяном граните биотита.

4. По молекулярному количеству H₂O определяется содержание мусковита.

Компоненты	Вес. %	Молекулярные количества (м. к.)	Магнетит		Апатит		Блотит		Мусковит		Плагиоклаз № 5				Калиевый полевой шпат		Кварц	
			м. к.	вес. %	м. к.	вес. %	м. к.	вес. %	м. к.	вес. %	альбит	анортит	м. к.	вес. %	м. к.	вес. %	м. к.	вес. %
SiO ₂	74,55	1241	—	—	—	—	0,70	12	—	96	320	19,25	10	0,66	198	11,73	605	36,45
TiO ₂	0,11	2	—	—	—	—	0,20	2	49	5,01	53	5,44	5	0,56	33	3,32	—	—
Al ₂ O ₃	14,53	142	—	—	—	—	0,42	6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	0,61	4	0,61	—	—	—	0,06	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	0,69	10	0,27	—	—	—	0,20	5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MnO	0,06	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	0,20	5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CaO	0,51	9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	4,77	51	—	—	—	—	0,19	2	16	1,51	—	—	5	0,31	33	3,07	—	—
Na ₂ O	3,31	53	—	—	—	—	—	4	32	0,48	53	3,31	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	0,56	31	—	—	—	—	0,07	4	0,3	0,01	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	0,09	5	—	—	—	—	—	—	—	0,07	—	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,15	1	—	—	—	—	—	—	—	0,15	—	—	—	—	—	—	—	—
Σ, вес. %	100,14	—	—	0,88	—	—	1,84	—	—	12,85	—	28,00	—	1,53	—	18,12	—	36,45
Вес. % без магнетита и апатита	—	—	—	—	—	—	1,9	—	—	13,0	—	28,3	—	1,5	—	18,4	—	36,9

5. Оставшееся количество K₂O в сумме с Al₂O₃ определяет содержание калиевого полевого шпата.

6. Остаток свободного кремнезема относится за счет кварца. Следующая ступень расчетов — вычисление субмодального состава кварц-мусковитового грейзена (табл. 48).

Таблица 48

Расчет субмодального состава кварц-мусковитового грейзена

Компоненты	Вес. %	Молекулярные количества (м. к.)	Магнетит		Пирит		Апатит		Мусковит		Кварц	
			м. к.	вес. %	м. к.	вес. %	м. к.	вес. %	м. к.	вес. %	м. к.	вес. %
SiO ₂	70,30	1320	—	—	—	—	—	—	252	15,13	1068	64,17
TiO ₂	0,14	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	12,50	123	—	—	—	—	—	—	123	12,50	—	—
Fe ₂ O ₃	0,88	6	3	0,44	—	—	—	—	3	0,44	—	—
FeO	0,40	6	3	0,20	3	0,20	—	—	—	—	—	—
MnO	0,01	1	—	—	—	—	1	0,01	—	—	—	—
CaO	0,18	3	—	—	—	—	3	0,18	—	—	—	—
MgO	0,28	6	—	—	—	—	6	0,28	—	—	—	—
K ₂ O	3,94	42	—	—	—	—	—	—	42	3,94	—	—
Na ₂ O	сл.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	1,73	96	—	—	—	—	—	—	96	1,73	—	—
H ₂ O ⁻	0,07	4	—	—	—	—	—	—	4	0,07	—	—
F	0,08	4	—	—	—	—	2	0,04	2	0,04	—	—
P ₂ O ₅	0,44	3	—	—	—	—	3	0,44	—	—	—	—
S	0,19	6	—	—	6	0,19	—	—	—	—	—	—
As	0,09	1	—	—	1	0,09	—	—	—	—	—	—
Σ, вес. %	100,23	—	—	0,64	—	0,48	—	0,95	—	33,85	—	64,17

1. Учитывается количество минералов-примесей: пирита, апатита, магнетита.

2. Молекулярные количества K₂O и Al₂O₃ определяет содержание мусковита.

3. Свободный кремнезем определяет содержание кварца.

Вследствие отсутствия данных о пористости породы расчет теоретического состава кварц-мусковитового грейзена (табл. 49) целесообразнее вести в весовых процентах.

Нахождение относительного содержания кварца и мусковита с помощью реакций замещения и их объемных эффектов (см. прилож. 4, табл. 42) в данном случае элементарно. Например, при замещении 28,3% альбита мусковитом имеем $(28,3 \cdot 50,6) : 100 = 14,3\%$. Сравнение теоретически вычисленного состава кварц-мусковитового грейзена с наблюдаемым (расчетным субмодальным) показывает некоторое завышение вычисленного содержания мусковита. Это и естественно, так как количество Al₂O₃ в исходной породе на 2% больше, чем в грейзене. Отсутствие данных об объ-

вами MgO и потерь при прокаливании (CO₂ не определялось) пересчитывается на анкерит.

4. По количеству двухвалентных окислов находится содержание в породе биотита, а по оставшемуся количеству «потерь при прокаливании» — количество серицита.

5. Оставшиеся не израсходованными молекулярные количества K₂O и Al₂O₃ определяют содержание ортоклаза.

6. Количество свободного кремнезема указывает на содержание кварца.

Минеральный состав породы из зоны максимального изменения по наблюдениям в шлифах следующий: кварц, каолинит, при ничтожной примеси серицита, хлорита, магнетита, пирита и рутила. С учетом этих наблюдений и осуществляется расчет субмодального состава нацело аргиллизированной и окремненной породы (табл. 51).

Таблица 51

Расчет субмодального состава аргиллизита по гранит-порфиру

Компоненты	Вес. %	Молекулярные количества (м. к.)		Магнетит		Хлорит		Серицит		Каолинит		Кварц	
		м. к.	вес. %	м. к.	вес. %	м. к.	вес. %	м. к.	вес. %	м. к.	вес. %	м. к.	вес. %
SiO ₂	75,53	1258	—	10	0,60	12	0,72	294	17,66	942	56,55	—	—
TiO ₂	0,34	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	15,65	153	—	—	—	6	0,61	147	15,04	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	0,87	5	5	0,87	—	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	0,60	8	5	0,37	3	0,23	—	—	—	—	—	—	—
MnO	Следы	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	0,28	7	—	—	7	0,28	—	—	—	—	—	—	—
CaO	0,32	6	—	—	6	0,32	—	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O	0,20	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
K ₂ O													
H ₂ O+	5,56	309	—	—	10	0,18	4	0,07	294	5,31	—	—	—
H ₂ O-	0,70	33	—	—	—	—	—	—	33	0,70	—	—	—
Σ, вес. %	100,05			1,24	1,61	1,60	38,71	56,55					
Объемн. %				0,6	1,7	1,5	39,1	57,1					

1. По сумме молекулярных количеств двухвалентных окислов (около 1%) находится содержание реликтового хлорита.

2. По сумме щелочей (0,20%) находится содержание реликтового серицита.

3. По количеству Al₂O₃ и «потерь при прокаливании» определяется содержание каолинита.

4. Остаток свободного кремнезема определяет содержание кварца.

Расчет теоретического состава аргиллизированного гранит-порфира производится следующим образом (табл. 52).

Таблица 52

Расчет замещения слабо измененного гранит-порфира породой зоны сплошной каолинизации

Продукты замещения	Исходные минералы, объемн. %								Теоретический состав	Субмодальный состав
	Магнетит	Альбит	Анортит	Биотит	Серицит	Ортоклаз	Карбонат	Кварц		
	0,5	35,8	8,4	5,0	7,6	12,8	2,6	27,3		
Серицит	—	—	—	—	1,5	—	—	—	1,5	1,5
Каолинит	—	17,7	8,3	0,9	6,7	5,7	—	—	39,3	39,1
Кварц	—	18,1	0,1	+1,7; +0,7	-0,3	7,1	2,6	27,3	57,3	57,1
Хлорит	—	—	—	1,7	—	—	—	—	1,7	1,7
Магнетит	0,5	—	—	—	—	—	—	—	0,5	0,6
Перемещение кремнезема	—	+1,9	—	+0,2; +0,9	-0,3	+1,9	—	—	+4,6	—

В соответствии с объемными эффектами реакций замещения породообразующих минералов каолинитом и кварцем последовательно находится соотношение каолинита и кварца по ортоклазу (соответственно $\frac{12,8 \cdot 44,9}{100} = 5,7\%$ и $\frac{12,8 \cdot 55,1}{100} = 7,1\%$), альбиту, анортиту и т. д.

Теоретический состав аргиллизита с точностью до долей процента совпадает с субмодальным.

Все первичные минералы (кроме серицита) замещаются с положительным объемным эффектом, компенсируемым привносимым кремнеземом.

Как и в предыдущем случае, количество освобожденного и осажденного кремнезема строго лимитируется рамками реакций замещения.

Выводы о механизме процесса здесь аналогичны предыдущему примеру.

Таким образом, аллокомпенсированные метасоматиты возникают в том случае, когда в условиях инертности одного из главных породообразующих компонентов преобладают реакции с дефектом объема. Этот дефект объема компенсируется осаждением новообразованного минерала, тогда же одновременно уже имеющегося в породе, или нацело привнесенного. Уменьшение объема новообразованных твердых фаз приводит в этом случае к снижению относительного давления поровых растворов, пересыщению

них и выпадению растворенных в них компонентов в порядке понижения их подвижности. Метасоматоз подобного типа имеет место в заключительные стадии прогрессивного развития процесса.

Тип IV — анхикомпенсированные метасомати-ты. В качестве примера рассмотрим случай образования кварц-топазового грейзена по мусковитовому граниту, химические анализы которых приведены Н. И. Наковником (1954).

Субмодальный состав мусковитового гранита рассчитывается достаточно просто (табл. 53) путем последовательного исключе-

Таблица 53

Расчет субмодального состава мусковитового гранита

Компо- ненты	Вес. %	Молеку- лярные количе- ства (м. к.)	Аль- бит	Анор- тит	Био- тит	Мус- ковит	Орто- кла	Кварц
			м. к.	м. к.	м. к.	м. к.	м. к.	м. к.
SiO ₂	74,68	1244	150	4	50	150	90	800
TiO ₂	0,71	9	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	12,73	125	25	2	8	75	15	—
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	3,00	42	—	—	42	—	—	—
MnO	—	—	—	—	—	—	—	—
CaO	0,09	2	—	2	—	—	—	—
MgO	0,35	8	—	—	8	—	—	—
K ₂ O	4,64	49	—	—	8	25	16	—
Na ₂ O	1,54	25	25	—	—	—	—	—
H ₂ O+	1,17	66	—	—	16	50	—	—
H ₂ O-	—	—	—	—	—	—	—	—
SnO ₂	0,09	1	—	—	—	—	—	—
Mo	0,50	5	—	—	—	—	—	—
Σ, вес. %	99,50	—	13,11	0,56	8,21	19,87	8,35	48,10
Вес. % в пересчете на 100%			13,2	0,6	8,3	20,4	8,5	49,0

ния молекулярных количеств Na₂O (содержание альбита), CaO (содержание анортита), суммы FeO, MnO, MgO (содержание биотита), количества «воды» (содержание мусковита) и, наконец, оставшегося количества K₂O (содержание калиевого полевого шпата) и оставшегося SiO₂ (содержание кварца) с последующим использованием таблиц приложения 2.

Химический анализ грейзена несложен, а поэтому и расчет субмодального состава кварц-топазового грейзена (табл. 54) предельно прост и не требует пояснения.

Таблица 54

Расчет субмодального состава кварц-топазового грейзена

Компо- ненты	Вес. %	Молеку- лярные количе- ства	Топаз		Кварц	
			м. к.	вес. %	м. к.	вес. %
SiO ₂	79,73	1325	141	8,48	1184	71,25
Al ₂ O ₃	10,24	101	101	10,24	—	—
H ₂ O+	1,92	107	20	0,36	—	—
AlF ₃	6,68	81	81	6,68	—	—
SnO ₂	1,43	10	—	—	—	—
Σ, вес. %	100,0			25,76		71,25
Вес. % без SnO ₂				26,6		73,4

Вычисление теоретического состава кварц-топазового грейзена осуществляется без труда (табл. 55) с использованием формул и объемных соотношений замещения топазом породообразующих минералов (см. прилож. 4). Однако при расчетах сразу обнаруживается, что совпадение вычисленных величин с наблюдаемыми (точнее, с цифрами субмодального состава) получается лишь при замещении без компенсации разности объемов кварцем.

Таблица 55

Вычисление теоретического состава кварц-топазового грейзена

Продукты замещения	Исходные минералы, вес. %						Теоретический состав	Субмодальный состав
	Аль- бит	Анор- тит	Био- тит	Мус- ковит	Калиевый полевой шпат	Кварц		
	13,2	0,6	8,3	20,4	8,5	49,0		
Топаз	4,8	0,4	3,0	15,0	3,1	—	26,3	26,6
Кварц	8,4	0,2	5,3	5,4	5,4	49,0	73,7	73,4

Отсутствие компенсации дефекта объемов приведет к некоторому увеличению пористости. Соответственно при стационарных условиях приращение свободного пространства должно способствовать снижению давления поровых растворов. Если это снижение рассматривать как реакцию системы на изменение внешних

Расчет субмодального состава кварц-топаз-слюдистого грейзена

Компоненты	Вес. %	Молекулярные количества (м. к.)	Альбит		Анортит		Биотит		Мусковит		Топаз		Кварц	
			м. к.	вес. %	м. к.	вес. %	м. к.	вес. %	м. к.	вес. %	м. к.	вес. %	м. к.	вес. %
SiO ₂	70,41	1172	96	5,78	8	0,48	74	4,45	120	7,22	69	4,15	805	48,33
TiO ₂	0,49	6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	13,06	128	16	1,63	4	0,41	9	1,02	53	5,40	46	4,60	—	—
Fe ₂ O ₃	1,42	9	—	—	—	—	2	0,32	7	1,10	—	—	—	—
FeO	5,09	71	—	—	—	—	71	5,09	—	—	—	—	—	—
MnO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	0,09	3	—	—	—	—	3	0,09	—	—	—	—	—	—
CaF ₂	0,29	4	—	—	4Ca	0,15	—	—	8	0,14	—	—	—	—
Na ₂ O	0,98	16	16	0,98	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	3,01	32	—	—	—	—	12	1,13	20	1,88	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	0,76	42	—	—	—	—	20	0,36	24	0,40	—	—	—	—
AlF ₃	3,91	46	—	—	—	—	—	—	—	—	46	3,91	—	—
SnO ₂	0,49	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Σ, вес. %	100,0		8,39		1,04		12,46		16,14		12,66		48,33	
Вес. % без TiO ₂ и SnO ₂			8,5		1,0		12,6		16,3		12,9		48,7	

условий, то напрашивается вывод о прогрессивном повышении давления воздействующих растворов. Аналогично можно подойти и к выяснению энергетической направленности процесса, если знать внутреннюю энергию пород.

Следовательно, процесс образования топазовых грейзенов (рассмотренного случая) происходит в прогрессивных условиях и сопровождается увеличением пористости. Это изменение пористости без труда может быть подсчитано, и в данном случае результирующая пористость должна составить 12%, если не произойдет метасоматической усадки.

Таким образом, анхикомпенсированные метасоматиты возникают при инертности одного из главных минералообразующих компонентов и наличии одного или нескольких замещающих минералов, образующихся с дефектом объема. В этом случае привноса и отложения новообразованного минерала может не происходить, тогда только часть дефекта объема компенсируется освобожденным компонентом. Такие породы обладают повышенной пористостью. Физико-химическая сущность подобного процесса состоит в том, что снижение относительного порового давления за счет преобладания реакций с дефектом объема недостаточно для их пересыщения или процесс происходит в условиях прогрессивного развития, при заметном повышении температуры и давления.

Тип V — акомпенсированные метасоматиты. Этот тип замещения может быть иллюстрирован примером образования кварц-топаз-слюдистого грейзена по мусковитовому граниту.

Расчет субмодального состава гранита осуществляется (табл. 53) в обычной последовательности: сначала находится содержание минералов-примесей, затем альбитовой и анортитовой составляющих, далее содержание биотита (по сумме FeO и MgO), мусковита по H₂O и, наконец, калиевого полевого шпата и кварца.

Расчет субмодального состава кварц-топаз-слюдистого грейзена осуществляется в аналогичной последовательности (табл. 56): находится содержание реликтового плагиоклаза (по Na₂O и CaO), затем биотита (по сумме FeO, MgO), далее мусковита (по H₂O) и, наконец, топаза и кварца.

Расчет теоретического состава грейзена здесь осложняется тем, что в кварц-топаз-слюдистом грейзене содержатся заметные количества реликтовых минералов, а количество биотитового компонента даже превышает таковое в первичной породе (табл. 57). Поэтому, прежде чем вычислять состав грейзена, необходимо учесть эту примесь реликтовых минералов. Само вычисление теоретического состава здесь несколько приближенно, так как мусковит и биотит, а также альбит и анортит мы вынуждены рассматривать совместно.

Расчет замещения показывает, что теоретически вычисленный состав совпадает с субмодальным лишь при условии выноса всего освобожденного кремнезема.

Таблица 57

Расчет теоретического состава кварц-топаз-слюдистого грейзена

Продукты замещения	Исходные минералы, вес. %				Теоретический состав	Субмодальный состав
	Плагиоклаз	Мусковит и биотит	Калиевый полевой шпат	Кварц		
	13,8	28,7	8,5	49,0		
Топаз	4,3	—	8,5	—	12,8	12,9
Мусковит и биотит	—	28,7	—	—	28,7	28,9
Плагиоклаз	9,5	—	—	—	9,5	9,5
Кварц	—	—	—	49,0	49,0	48,7

Это свидетельствует о том, что процесс происходит в прогрессивных условиях, при низком потенциале кремния в метасоматирующих растворах и при прогрессивно возрастающем их давлении и повышении температуры. Причем, учитывая, что глинозем

остаётся инертным, в условиях от $pH=4,2$ и выше, следует прийти к выводу о том, что кислотность растворов оставалась умеренной.

Попутно при расчете баланса вещества и объема в этом случае может быть теоретически рассчитано количество освобождающегося кремнезема и возрастание относительной пористости породы.

ПРЕДЕЛЫ ПРИМЕНИМОСТИ ОБЪЕМНО-МОЛЕКУЛЯРНОГО МЕТОДА

Метод молекулярных объемов, как это следует из самой его сущности, применим для расчета теоретического состава метасоматитов, исходя из состава первичной породы во всех тех случаях, когда с определенностью устанавливается инертность хотя бы одного из главных минералообразующих компонентов. В настоящем методе за такой компонент взят Al_2O_3 , обладающий нулевой или минимальной подвижностью в широком диапазоне pH метасоматизирующих растворов. Допущение о наличии абсолютно инертного компонента и является наиболее слабым звеном метода, поскольку такая инертность должна доказываться в каждом конкретном случае, прежде чем использовать метод. Во многих метасоматитах, несмотря на то, что глинозем признается наименее подвижным компонентом, его абсолютная инертность остается все-таки проблематичной.

Известным недостатком является и имеющаяся в ряде случаев сложность расчетов. Однако учитывая, что для расчета субмолекулярного состава имеются соответствующие таблицы и тот факт, что при работе этим методом с успехом может быть использован и молекулярный состав пород, этот недостаток в значительной мере отпадает.

Заканчивая рассмотрение метода молекулярных объемов, следует отметить, что среди способов учета баланса вещества он стоит несколько особняком, так как если последние сводятся к чисто арифметическому учету масс перемещающегося вещества на основе известных начального и конечного состояний, то метод молекулярных объемов, вскрывая механизм метасоматоза, позволяет рассчитывать, т. е. предсказывать, состав метасоматита, исходя из состава первичной породы.

Это главное достоинство и главное назначение метода. Вопросы же учета перемещения вещества, теоретического расчета пористости, изменения относительного давления поровых растворов решаются им попутно. Анализ данных, получаемых с помощью метода, позволяет классифицировать метасоматиты, положив в основу такой классификации механизм метасоматического процесса и объемные соотношения реакций замещения. В комплексе с энергетическими расчетами метод может обеспечить выяснение основных особенностей кинетики реакций метасоматического замещения.

ЗАДАЧИ И ПРЕДПОСЫЛКИ ОБЪЕМНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОГО МЕТОДА

В ходе метасоматических изменений горных пород наряду с глубокими качественными и количественными преобразованиями их вещественного состава и объемных соотношений сосуществующих минеральных фаз происходит, естественно, изменение общего баланса свободной и внутренней энергии этих систем. И если проблемы вещественных преобразований и объемных соотношений с той или иной полнотой решаются рассмотренными выше методами (атомно-объемным и объемно-молекулярным), то для анализа энергетических закономерностей нужен особый метод. Такой метод был предложен нами в 1962 г. (Казицын, 1962), и, как показала его проверка на различных типах метасоматитов (Жданов, 1966), он позволяет в известной мере приблизиться к выяснению направленности метасоматических процессов.

Объемно-энергетический метод анализа метасоматических процессов тесно связан с атомно-объемным методом, хотя занимает несколько обособленное положение, так как оперирует не категорией изменения массы при метасоматозе, а включает в рассмотрение внутреннюю энергию пород. Следует отметить, что существующие методы определения энергии кристаллической решетки минералов не могли быть применены для энергетического анализа метасоматических процессов прежде всего потому, что в физической химии и геохимии принято энергию подсчитывать на моль вещества, т. е. в единицах, изообъемно несравнимых. В то же время учет объемов исходных и результивных пород является непременным условием анализа метасоматических процессов. Это затруднение было устранено выведением формул расчета энергии на единицу объема, т. е. обоснованием нового геохимического понятия «удельной внутренней энергии» минералов и пород.

Объемно-энергетический метод в настоящей его разработке является едва ли не первой попыткой приблизиться к энергетической оценке метасоматического процесса, попыткой, несомненно, далекой от совершенства, но тем не менее не лишенной целесообразности на данном уровне наших знаний. Грубая приближенность оценки абсолютных значений внутренней энергии пород, найденной таким способом, является следствием отклонения закона суммирования внутренней энергии слагающих пород составляющих от правила аддитивности. Не исключено, что в дальнейшем предпочтительнее окажется производить расчет энергетики метасоматитов на основе изобарно-изотермических потенциалов. Перспективы такого направления уже вырисовываются на основе работ Файфа и др. (1962), Гаррельса (1962), Летникова (1965) и др.

Однако в настоящее время отсутствие надежных эксперимен-

тальных констант соответствующих энергетических величин ставит на этом пути практически непреодолимые препятствия.

Вследствие этого предложенный объемно-энергетический метод, несмотря на его приближенность, рекомендуется нами в числе рациональных, учитывая его простоту и способность правильно отражать, если не абсолютные величины энергосодержания систем, то относительные перепады энергии в ходе преобразования таковых. Кроме того, наличие специальных таблиц для расчета удельной внутренней энергии пород будет способствовать накоплению данных для статистической оценки достоверности получаемых цифр и для более объективного суждения о преимуществах или недостатках его по сравнению с термодинамическими расчетами на основе изобарно- и изохорно-изотермических потенциалов.

Объемно-энергетический метод, с помощью которого воссоздается общая картина направленности изменения энергетики метасоматических пород, позволяет решать следующие задачи:

1) осуществлять расчет приближенных значений абсолютных величин внутренней энергии пород;

2) осуществлять расчет поверхностной энергии поликристаллических агрегатов;

3) находить энергетические эффекты метасоматических реакций и относительных энергетических уровней процессов формирования различных фаций метасоматических пород.

В основу при разработке метода положены следующие важные положения, вытекающие из основных законов (правил) метасоматоза.

1. Процессы метасоматического преобразования происходят путем ионных перестановок в решетках, слагающих породу минералов. При этом самым простым случаем замещения является замена одних ионов другими в пределах изоморфной емкости решетки. Привнос энергии (в том числе и в форме вещества) в количестве, превышающем энергию решетки какого-либо минерала, приводит к качественной перестройке его структуры с преемственностью в составе или в пределе, без таковой. Учитывая, что энергетические состояния большинства ионов в настоящее время известны либо в форме «эков» А. Е. Ферсмана (1937), либо в виде кристаллохимической (Капустинский, 1949) или физико-химической электроотрицательности (Поваренных, 1962), представляется возможным, даже не зная всех способов суммирования энергии ионов и вычисления истинных значений энергии решетки, находить те приращения или ту убыль внутренней энергии пород, которые имеют место в ходе метасоматических преобразований. Таким образом, анализируя энергетические состояния групп ионов, участвующих в реакциях замещения, можно приблизиться к качественной оценке энергетики всего процесса.

2. Вторым исходным положением является закон Гесса*: «Пол-

* По мнению Д. С. Коржинского, закон Гесса неприменим к природным метасоматическим системам.

ный тепловой эффект химического превращения зависит только от начального и конечного состояний системы и не зависит от пути, по которому протекал процесс». Этот закон, представляющий собой по существу лишь частную химическую трактовку общего закона сохранения вещества и энергии, «имеет в геохимии совершенно исключительное значение, так как позволяет каждую ассоциацию элементов или соединений рассматривать как энергетический уровень, независимо от того пути, по которому эта система образовалась» (Ферсман, 1937). Применительно к геохимии А. Е. Ферсман сформулировал «минералогическое правило Гесса»: «Сочетание минералов, образованных из определенной ассоциации элементов при данной термодинамической обстановке, определено и не зависит от генетических путей их образования».

Важность этого правила особенно очевидна для метасоматических систем, так как это позволяет разбивать процесс на ряд опорных реперных состояний, характеризуемых определенными энергетическими условиями. Разности между этими уровнями (энергетические ступени) определяют условия перехода из одного состояния в другое — более устойчивое в данной термодинамической обстановке.

Следовательно, подсчеты внутренней энергии метасоматитов и ее разности в различных фациях, основанные на изменении содержания тех или иных ионов в решетках минералов, способны отразить энергетический эффект замещения.

Общий энергетический баланс в условиях изохорного или изобарного процесса может быть подсчитан как сумма таких энергетических перепадов при переходе от неизменной породы к полностью переработанной через все промежуточные состояния.

3. Третье исходное положение метода состоит в применении правила ле-Шателье и выводе на его основе экзотермичности большинства реакций постмагматического метасоматоза.

Действительно, магматический процесс обычно рассматривается как характерный пример системы, последовательно снижающей общий запас энергии. Тем более это свойственно в целом постмагматическому этапу, обычным для которого является условие общего снижения геозотерм. Этот вывод, конечно, следует рассматривать лишь как идеализированную схему, осложняемую нередко геологической действительностью. Так, при внедрении интрузий в холодные вмещающие породы в контактовых зонах первоначально будут преобладать прогрессивные условия до тех пор, пока не прекратится приток энергии, теплоотдача не приобретет решающей роли, а процессы, особенно постмагматические, не получат регрессивный ход.

Преобладание регрессивных условий в процессах постмагматического метасоматоза и определяет, согласно правилу ле-Шателье, экзотермичность большинства реакций замещения, стремящихся компенсировать убыль энергии.

Роль этих автокомпенсирующих реакций не ограничивается лишь «тормозящим действием» на баланс свободной энергии системы, но может подчас стать реальным фактором воздействия на метасоматическое преобразование боковых пород.

4. Наконец, четвертое обстоятельство, которое необходимо принимать во внимание при обосновании метода, — это постоянство объема при большинстве процессов метасоматического преобразования. Именно поэтому все расчеты внутренней энергии метасоматических пород следует производить с учетом правила постоянства объемов (закон Линдгрена), т. е. считать ее не на моль вещества, а на единицу реального объема.

Происходящее в ходе метасоматического преобразования пород перемещение ионов, атомов или их групп неизбежно сопровождается изменением не только суммарной их массы и объема, но также запаса их внутренней энергии, так как каждый ион является носителем определенного энергетического «пая». Суммирование таких паев энергии атомов или ионов и может дать в самом первом приближении представление о энергетике рассматриваемых процессов. Однако при этом будет вноситься ошибка, зависящая от различий в характере упаковки атомов и от иных кристаллохимических факторов (форма связи и др.). Ошибка на плотность упаковки может быть существенно уменьшена или исключена, если учитывать для минералов плотность, а для пород — объемный вес.

Анализ направленности метасоматических процессов на основе определения баланса внутренней энергии в генетически связанных сериях измененных пород, как суммы энергии слагающих породу минеральных фаз или компонентов, и составляет сущность рассматриваемого метода.

ЗНАЧЕНИЕ ВНУТРЕННЕЙ ЭНЕРГИИ В ОПРЕДЕЛЕНИИ НАПРАВЛЕННОСТИ ПРОЦЕССОВ МЕТАСОМАТОЗА

Поскольку большинство метасоматических процессов происходит в условиях завершившейся консолидации и начинающегося охлаждения магматических масс и вмещающих их пород, преобладающими реакциями в этих условиях должны быть реакции экзотермические, согласно правилу ле-Шателье, «стремящиеся компенсировать» убыль энергии. Схематически такой процесс может быть изображен в виде следующего соотношения:

$$U_t = U_0 - \Delta U_1 \cdot \Delta t + \Delta U_2 \cdot \Delta t = U_0 - \Delta t (\Delta U_1 - \Delta U_2), \quad (76)$$

где U_0 — энергия системы в начальный момент времени;
 U_t — суммарная энергия системы в произвольный момент времени;
 ΔU_1 — убыль энергии системы за счет теплоотдачи в единицу времени, т. е. $\Delta U_1 = K \cdot \Delta T$; здесь ΔT — темпе-

ратурный градиент и K — коэффициент теплоотдачи;

ΔU_2 — энергетический эффект автокомпенсирующих реакций, препятствующих сдвигу равновесия;

Δt — интервал времени.

Из приведенного уравнения следует, что суммарная энергия системы изменяется в зависимости от ΔU_1 и ΔU_2 . Очевидно, что теоретически мыслимы следующие четыре случая соотношения этих величин:

1) $\Delta U_2 = 0$. Реакции автокомпенсации отсутствуют, система испытывает постепенное охлаждение, строго определяемое теплопроводностью пород и термическим градиентом. Этот случай, естественно, в метасоматических процессах не имеет обычно места;

2) $\Delta U_1 > \Delta U_2 > 0$. Автокомпенсирующие реакции лишь частично восполняют убыль энергии за счет теплоотдачи; происходит замедление охлаждения и метасоматическое преобразование в регрессивных условиях. Такой случай, вероятно, может иметь место при постмагматическом метасоматозе, но его нельзя считать типичным, так как он противоречит наблюдениям о зональности в метасоматитах, свидетельствующей о наличии этапов относительного равновесия;

3) $\Delta U_2 = \Delta U_1$. Случай равенства внешних и внутренних энергетических эффектов, подобный тому, как при кристаллизации остывающего расплава происходит замедление или приостановка охлаждения, определяемые выделением скрытой теплоты кристаллизации. Этот случай для метасоматических процессов, вероятно, имеет наибольшее значение, так как возникновение определенных минеральных ассоциаций в каждой из зон — это явное свидетельство относительного энергетического равновесия в период времени их формирования;

4) $\Delta U_2 > \Delta U_1$. Случай, казалось бы, необычный с точки зрения классической химии, где внутренние силы, препятствующие сдвигу равновесия, несоизмеримо малы по сравнению с внешними факторами. Однако есть основание полагать, что в геохимических процессах, особенно в процессах постмагматического метасоматоза, это соотношение нередко имеет важное значение.

Превышение энергетического эффекта внутренней перестройки породы над эффектом энергоотдачи означает приток энергии в окружающие породы, в которых вследствие этого появляется возможность протекания самопроизвольных, точнее цепных реакций. Для иллюстрации этого примера достаточно вспомнить явление «самораскаления» некоторых метамиктных минералов или описанный в литературе случай саморазогревания пепловых туфов. Так, при извержении Ключевского вулкана пирокластические массы насыпного вала вокруг кратера Обручева через месяц после извержения имели температуру 790°С, а через три месяца температура достигла 840°С и местами можно было наблюдать

ясные признаки аглютинации агломератовых масс и полной рефракции (Пийп, 1948). В данном случае теплоотдача в окружающую среду была, вероятно, ниже, чем термический эффект автокомпенсирующих реакций.

Вместе с тем, чтобы реакции метасоматического замещения стали развиваться по принципу цепных, системе необходимо преодолеть какой-то энергетический барьер, т. е. в нее должен быть принесен необходимый минимум энергии. Следовательно, в начальный период метасоматической переработки, в системе должны происходить эндотермические реакции.

Возвращаясь теперь к формуле (76), следует отметить, что для простоты рассуждения мы исключили из рассмотрения возможность привноса энергии и ее отдачи в виде тепла и зарядов ионов поровых растворов, непременно участвующих в метасоматическом процессе. Следовательно, как величина U_1 , так и величина U_2 должны включать компоненту, отражающую роль суммарных зарядов ионов, теплоту поровых растворов и условия их диффузии через породы.

ВНУТРЕННЯЯ ЭНЕРГИЯ МИНЕРАЛОВ

Как известно, каждая система, представляющая собой сочетание тел или фаз, обладает определенным запасом внутренней энергии — одного из важнейших параметров состояния, характеризующих направленность развития системы. Несмотря на исключительное значение внутренней энергии как фактора, определяющего состояние термодинамических систем, она остается по существу «вещью в себе», так как методов ее определения до сих пор не существует. Однако по результатам взаимодействия систем с внешней средой (по работе или теплоте, сообщаемой ей) удается судить о изменениях внутренней энергии системы. Знание этих изменений оказывается достаточным для анализа направленности и содержания процессов.

Каждая горная порода, а особенно находящаяся в состоянии автотаморфического или метасоматического преобразования, представляет собой систему взаимодействующих фаз и изменения ее внутренней энергии и является главным фактором, определяющим особенности минеральных переходов. С известным приближением о внутренней энергии породы можно судить по энергии кристаллических решеток, слагающих ее минералов.

Понятие о энергии кристаллической решетки, впервые конкретизированное в виде математической формулы М. Борном в 1919 г., прочно вошло в науку и оказалось особенно плодотворным в геохимии, где А. Ф. Капустинским (1931, 1949), А. Е. Ферсманом (1934, 1937), В. И. Лебедевым (1957) была разработана геоэнергетическая теория.

Эта теория и некоторые вытекающие из нее положения используются в современных руководствах по геохимии, кристалло-

химии и минералогии по существу в том же виде, как они были намечены Ферсманом.

Более того, многие кардинальные вопросы потеряли свою четкость, появились разночтения в формулировках и сейчас даже само определение энергии решетки не обладает необходимой однозначностью.

Так, еще в определении А. Е. Ферсмана — «Под энергией решетки подразумевается то количество энергии, которое необходимо затратить, чтобы разъединить ионы решетки и перенести в бесконечность» — опущено указание о количестве вещества, которое обычно принимается равным грам-молекуле, а иногда (Некрасов, 1954) грамм-эквиваленту, а также ничего не говорится о молекулярных решетках. В определении А. А. Саукова (1950) энергия решетки это «...работа, которую необходимо затратить, чтобы разорвать грам-молекулу вещества на составляющие ее ионы». Здесь, как видим, определено количество вещества, но ничего не говорится о состоянии вещества, т. е. считается само собой разумеющимся, что вещество находится в кристаллическом состоянии. Кристаллохимическое определение энергии решетки (Бокий, 1954) дано в наиболее общей форме: «Можно вычислить энергию кристалла, освобождающуюся в результате сближения N пар ионов из бесконечности до R , так называемую энергию решетки».

В минералогии (Бетехтин, 1950) под энергией решетки понимается «суммарная потенциальная энергия кристалла в килокалориях на 1 моль».

Наконец, совершенно самобытно определение «энергии кристалла», используемое физикой твердого тела (Кузнецов, 1954). Здесь понятие энергии решетки заменено понятием полной энергии кристалла, состоящей из внутренней его энергии и поверхностной энергии. «Внутренняя энергия измеряется работой, которую нужно затратить, чтобы разделить кристаллы на частицы (атомы, ионы или молекулы) и удалить их на такие расстояния друг от друга, при которых прекращается взаимодействие между ними. Эта внутренняя энергия пропорциональна объему кристалла».

Такое определение выгодно отличается от всех предыдущих и не только тем, что включает в рассмотрение как ионные, так и молекулярные кристаллы, но также тем, что указывает на необходимость учитывать объем кристаллов и их суммарную поверхность, что является несомненным шагом вперед в деле применения энергетических построений к природным объектам.

Другим обстоятельством, на которое следует обратить внимание, это то, что в геохимии и кристаллохимии энергия кристаллической решетки рассматривается как положительная величина, а в термодинамике — обычно как отрицательная. В большинстве современных руководств указание об этом различии отсутствует, а в некоторых без всякого пояснения наряду с уравнением Борна даются другие формулы, где знак минус опускается.

Существующие методы нахождения энергии кристаллической решетки сводятся либо к эмпирическому определению по круговому процессу (Габер — Борн), либо к теоретическому расчету с помощью одной и формул (Борн, 1919; Капустинский, 1931, 1949; Ферсман, 1934, 1937).

Все эти методы обстоятельно изложены в общеизвестных руководствах по геохимии и кристаллохимии, что освобождает нас от необходимости подробного их анализа и позволяет ограничиться лишь рассмотрением их применимости при изучении энергетики метасоматитов.

Метод кругового процесса дает возможность определять энергию кристаллической решетки как сумму, состоящую из теплоты кристаллизации; ионного потенциала, сродства к электрону, теплот сублимации, диссоциации и т. д. Это единственный экспериментальный метод определения энергии решетки и один из наиболее точных методов. Однако для сложных природных систем, каковыми являются многие минералы и особенно их ассоциации, метод практически неприменим. Даже для бинарных соединений типа NaCl расчет энергии решетки ($-U$) ведется по следующей довольно сложной схеме:

$$-U = Q + \delta + I + \frac{D}{2} + E,$$

где Q — теплота химической реакции;
 δ — теплота сублимации;
 I — теплота ионизации (ионизационный потенциал);
 D — теплота диссоциации;
 E — сродство к электрону.

Формула Борна имеет следующий вид:

$$-U = \frac{n \cdot a_k \cdot a_a \cdot e^2 \cdot N_A}{D} \left(1 - \frac{1}{m}\right), \quad (77)$$

где $-U$ — энергия решетки (со знаком минус);
 a_k, a_a — валентности катиона и аниона;
 e — заряд электрона;
 n — коэффициент Маделунга, пропорциональный в первом приближении числу ионов в молекуле;
 D — межатомное расстояние в кристалле ($r_k + r_a$);
 N_A — число Авогадро;
 m — коэффициент отталкивания; для многих соединений равен 9.

В формулу наряду с однозначными физическими величинами входят эмпирические коэффициенты. Тем не менее формула дает возможность наиболее точно вычислять величину энергии простых соединений, но оказывается слишком громоздкой для геохимических расчетов.

Формулы Капустинского. А. Ф. Капустинским предложены две формулы для расчета энергии решетки кристаллов, исходящие из уравнения Борна:

$$1. U = 256,1 \frac{\sum N_i \cdot a_k a_a}{r_k + r_a}, \quad (78)$$

$$2. U = 287,2 \frac{\sum N_i \cdot a_k a_a}{r_k + r_a} \left(1 - \frac{0,345}{r_k + r_a}\right), \quad (79)$$

где U — энергия кристаллической решетки; в отличие от формулы Борна считается величиной положительной;

256,1 и 287,2 — постоянные коэффициенты, приводящие уравнение к размерности в *ккал/моль*;

N_i — число ионов;

a_k, a_a — валентность ионов;

r_k, r_a — ионные радиусы аниона и катиона.

Эти формулы отличаются от формулы Борна лишь тем, что все коэффициенты заменены их числовыми значениями, причем коэффициент Маделунга заменен числом ионов в молекуле, а величина коэффициента отталкивания в первой формуле принята равной 9, а во второй она расшифрована.

Энергия решетки Капустинским рассматривается как величина положительная.

Метод энергетических коэффициентов А. Е. Ферсмана. В 1934—1937 гг. А. Е. Ферсман, исходя из аддитивности величин U и Q (энергии решетки и теплового эффекта), предложил остроумный способ так трансформировать уравнение Капустинского, чтобы расчет энергии сводился лишь к суммированию определенных энергетических констант, свойственных слагающим минерал ионам. Его формула энергии решетки, отличаясь максимальной простотой, в то время дает результаты, достаточно близко соответствующие наблюдаемым величинам.

$$U = 256,1 (a \cdot \varepsilon_{k_1} + v \cdot \varepsilon_{k_2} + c \cdot \varepsilon_{k_3} + \dots), \quad (80)$$

где a, v, c — числа ионов в молекуле;
 $\varepsilon_{k_1}, \varepsilon_{k_2}, \varepsilon_{k_3}$ — их энергетические коэффициенты;
 U — энергия решетки (знак минус опущен), *ккал/моль*.

Эта формула в принципе с равным успехом может быть применена к соединениям любой сложности, однако точность результатов при ее использовании несколько более низкая по сравнению с формулами Борна и Капустинского. Результаты расчета энергии решетки силикатов по этой формуле по сравнению с экспериментальными данными получаются несколько завышенными, что дает основание А. А. Саукову поставить вопрос о пересмотре величины энергетического коэффициента для кремния.

Метод кристаллохимических электроотрицательностей Капустинского. В своих работах послевоенного периода А. Ф. Капустинский, признавая заслуги А. Е. Ферсмана в деле постановки и решения проблемы вычисления энергии кристалла по двум составляющим, указал на неаддитивность ионных связей и принципиальную неправоту метода энергетических коэффициентов. В то же время, стремясь сохранить столь заманчивую простоту этого метода, Капустинский обосновывает введение новой константы «кристаллохимической электроотрицательности» (κ), равной по величине частному от деления единичного заряда (e) на диаметр иона ($2r$) в степени $1/2$, т. е. $\kappa = \frac{e}{\sqrt{2r}}$.

Формула для вычисления величины U с помощью рассчитанных А. Ф. Капустинским величин кристаллохимических электроотрицательностей весьма проста:

$$U = \sum (\kappa_a - \kappa_k)^2, \quad (81)$$

где κ_a и κ_k — кристаллохимическая электроотрицательность аниона и катиона.

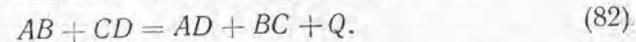
Однако расчеты по этой формуле дают очень хорошие результаты лишь для бинарных ионных соединений с решеткой типа NaCl. Для других, более сложных кристаллов наблюдаются расхождения в вычисленных и экспериментальных величинах U , обычно соизмеримые с расхождениями, имеющими место в случае применения формулы Ферсмана.

Приведенная краткая характеристика методов определения энергии решеток минералов показывает, что все они в существующем виде не удовлетворяют предъявляемым требованиям и не столько из-за относительно невысокой точности, сколько из-за отсутствия способов суммирования энергии решеток слагающих породу минералов и способов учета пористости пород.

УДЕЛЬНАЯ ВНУТРЕННЯЯ ЭНЕРГИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

Классическое определение энергии кристаллической решетки, как было показано выше, подразумевает расчет ее на грам-молекулу вещества, содержащую для всех веществ одинаковое количество молекул или атомов ($N_A = 6,024 \cdot 10^{23}$). Такое определение, будучи наиболее строгим с физико-химической точки зрения и применимо еще как-то в кристаллохимии, совершенно недостаточно для анализа природных метасоматических систем и особенно изохорных процессов. Эти недостатки легко обнаруживаются по крайней мере в трех позициях: 1) невозможность учесть баланс энергии при полиморфных превращениях, 2) затруднения при расчете энергетических эффектов реакций замещения и 3) пренебрежение поверхностной энергией кристаллических агрегатов. Действительно, как формула Ферсмана, так и формулы Капустинского не в со-

стоянии показать реально существующего различия энергии решеток соединений, имеющих один и тот же состав, но разную структуру (например, полиморфные модификации минералов) или показать различия в энергии решетки двух равных по массе кристаллов, но имеющих различную поверхность. Особенно это сказывается на анализе энергетики химических реакций. Еще Ферсман, видя это противоречие, указывал, что если бы существовала строгая аддитивность энергии веществ, то невозможно было бы объяснить наличие тепловых эффектов в реакциях типа



Вполне очевидно, что энергетическое неравенство типа

$$E_{AB} + E_{CD} \neq E_{AD} + E_{BC}$$

зависит от характера упаковки атомов в соединениях AB , CD , AD , BC . Вследствие этого Ферсман пришел к выводу о том, что для строгого учета энергии необходимо принимать во внимание геометрические особенности решеток: «Направление обменных химических реакций решается геометрией» (Ферсман, 1937).

Легко показать, что это противоречие устраняется, если учитывать реальный объем реагирующих веществ.

Действительно, энергетический эффект реакции (82) обязан своим происхождением изменению плотности упаковки и характеру связей участвующих в ней соединений, т. е. изменению молекулярных объемов реагирующих фаз. Следовательно, переходя к молекулярным объемам, мы получим:

$$V_{AB}^m + V_{CD}^m = V_{AD}^m + V_{BC}^m + \Delta V. \quad (83)$$

Величина ΔV будет пропорциональна изменению энергии решеток указанных веществ, и если рассчитывать энергию не на моль вещества, а на объем, это различие может быть в первом приближении учтено.

Таким образом, учет молекулярных объемов реагирующих веществ и их реальной плотности позволяет устранить главнейшее препятствие на пути применения геоэнергетического анализа природных процессов.

Последнее, на что необходимо обратить внимание в этой связи, это поверхностная энергия веществ. Действительно, очевидно, что энергия решетки монокристалла будет больше, чем энергия решетки того же вещества в тонкодисперсном состоянии, так как во втором случае часть работы по отрыву ионов (или атомов) друг от друга затрачена при измельчении монокристалла. Эта разница пропорциональна разности поверхностей монокристалла и порошка и представляет собой величину изменения поверхностной энергии. Естественно, она также не может быть учтена, если рассчитывать энергию решетки на грам-молекулу вещества.

Поэтому для минералов предпочтительнее использовать вместо понятия об энергии решетки более полное понятие внутренней энергии, применяющееся в физике твердого тела. Согласно определению В. Д. Кузнецова (1954), внутренняя энергия кристалла, имеющего объем V и поверхность S , равна полной его энергии за вычетом поверхностной энергии. Это определение, как было показано нами ранее (Казницын, 1962), может быть использовано и для природных минеральных ассоциаций — горных пород.

В отличие от внутренней энергии монокристаллов, в которых обычно отношение поверхности к объему — величина более или менее постоянна, в полиминеральных зернистых агрегатах (породах) суммарная поверхность минеральных ограничений зависит главным образом от их крупнозернистости. Поэтому понятие о полной внутренней энергии пород должно быть несколько иным.

Полной внутренней энергией породы условимся называть суммарную энергию кристаллических решеток, слагающих породу минералов, отнесенную к единичному объему и уменьшенную на величину поверхностной энергии.

Очевидно, что когда объем породы принят равным 1 см^3 , а энергия выражена в малых калориях, следует говорить об удельной внутренней энергии.

ПОЛНАЯ УДЕЛЬНАЯ ВНУТРЕННЯЯ ЭНЕРГИЯ ПОРОД

Согласно принятому определению полная внутренняя энергия породы U_{VS} равна:

$$U_{VS} = U_v - U_s, \quad (84)$$

где U_v — внутренняя энергия породы или, точнее, энергия решеток слагающих породу минералов;

U_s — поверхностная энергия минерального агрегата.

В этой формуле величина U_v может быть найдена различными способами: либо путем суммирования энергии решеток минералов, определенной с помощью кругового процесса или рассчитанной по одной из приведенных выше формул, либо путем соответствующего суммирования энергетических показателей слагающих породу окислов или отдельных ионов.

Наиболее прямым и радикальным способом нахождения удельной внутренней энергии породы (U_v) является суммирование экспериментальных величин энергии решеток минералов, приведенных к определенному объему.

$$U_v = \sum_{m=1}^k \psi_m \cdot U_m^v = K_n \cdot \sum_{m=1}^k \psi_m \cdot U_m \frac{\gamma_m}{M_m}, \quad (85)$$

где ψ_m — объемный процент минерала m в породе;
 U_m^v — энергия решетки минерала m , кал/см³;

U_m — энергия минерала m , кал/моль (экспериментальная величина по круговому процессу);

γ_m — удельный вес минерала m ;

M_m — молекулярный вес минерала m ;

K_n — коэффициент, учитывающий пористость породы.

Главное преимущество этого способа состоит в том, что здесь суммируются экспериментально найденные «реальные» величины энергии решеток слагающих породу минералов. Кроме того, в качестве исходных данных могут быть использованы объемные проценты минералов (модальные), т. е. не обязательно выполнение химического анализа породы.

Однако не менее существенны и его недостатки: 1) отсутствие для многих минералов экспериментальных величин энергии решеток; 2) необходимость брать теоретические значения U_m , γ_m , M_m не позволяет отразить индивидуальные особенности этих величин в конкретных условиях вариации свойств и состава минералов. Эти недостатки могут быть устранены, если величину U_m находить расчетным путем, но тогда удобнее пользоваться формулами прямого суммирования величин энергии окислов или ионов.

Возможность этого способа вытекает из того признаваемого кристаллохимией факта (Бокий, 1954), что энергия решетки сложных по составу веществ с достаточным приближением может быть найдена как сумма энергии отдельных нейтральных групп, слагающих это соединение. Так, например, энергия $\text{CaAlSi}_3\text{O}_8$ может быть вычислена как сумма энергии



Развивая это положение, можно, следовательно, и энергию породы находить как сумму энергии слагающих ее окислов.

Расчетная формула внутренней энергии породы (U_v) в этом случае примет следующий вид:

$$U_v = d_v \cdot 10^{-5} \sum_{i=1}^{i=n} M_o^i \cdot U_o^i, \quad (86)$$

где d_v — объемный вес породы;

M_o^i — молекулярное количество окисла, равное, как обычно, частному от деления весового процента на молекулярный вес и увеличенного в 1000 раз ($M_o^i = \frac{P_o}{M_o} \cdot 1000$);

U_o^i — внутренняя энергия каждого из слагающих породу окислов, ккал/моль.

Для ряда простых соединений известны экспериментально найденные значения величины U_o^i , которые и следует использовать в расчетах. Кроме того, U_o^i может быть теоретически рассчитана

по одной из вышеприведенных формул Капустинского или Ферсмана. В случае необходимости нахождения ее расчетным путем целесообразнее использовать способ кристаллохимических электроотрицательностей А. Ф. Капустинского. Следует отметить, что использование в формуле удельной внутренней энергии породы величины U_i^0 сводит к минимуму ошибку на ковалентность связей и различие координации атомов.

Способ нахождения внутренней энергии породы по энергии слагающих ее окислов наиболее прост в техническом отношении и незаменим при расчетах ее по данным химического анализа. Действительно, исходными данными здесь являются только объемный вес породы и весовые проценты слагающих ее окислов. Вследствие этого данный метод нами признан рациональным и на его основе составлены таблицы внутренней энергии, приводимые в приложении 1. Принимая во внимание, что перемещение вещества при метасоматозе происходит преимущественно в ионной форме и что учет этого перемещения производится с помощью атомно-объемного метода, казалось бы, наиболее наглядным и рациональным должен быть подсчет внутренней энергии породы по числу ионов в 1 см^3 . Такой метод и был нами предложен ранее (Казыцын, 1962).

Рабочая формула внутренней энергии по числу ионов породы имеет вид

$$U_v = 0,04251 \sum_{i=1}^{i=n} N_i \cdot E_i, \quad (87)$$

где 0,04251 — постоянный множитель, приводящий результат к размерности в ккал/см^3 ;

N_i — число ионов элемента i в 1 см^3 ;

E_i — энергетический коэффициент иона i .

Очевидно, что если в этой формуле под N_i понимать число молекул в 1 см^3 , а под E_i — энергетический коэффициент каждой молекулы, то она становится сходной с более общей формулой (86), позволяющей находить U_v непосредственно по данным химического анализа.

Этот способ основан на предпосылке об аддитивности энергии ионов и опирается вследствие этого исключительно на энергетические константы А. Е. Ферсмана. Учитывая показанное А. Ф. Капустинским (1949₁, 1949₂) отсутствие аддитивности ионных связей, способ следует рассматривать как приближенный. Кроме того, при использовании этого способа необходимо иметь в виду, что энергетический коэффициент кремния следует, вероятно, вслед за А. А. Сауковым (1950) принять, с учетом данных Шибольда, равным 7,3 вместо 8,6 по Ферсману.

Практика расчетов внутренней энергии по числу ионов несколько сложнее расчета по окислам, так как дополнительно приходится находить число атомов кислорода.

При вычислении удельной внутренней энергии величина поправки на поверхностную энергию зависит от суммарной поверхности минеральных зерен, заключенных в данном объеме, от их удельной поверхностной энергии и от способа их пространственного расположения. Отчасти эта поправка аналогична коэффициенту Маделунга в формуле Борна с той лишь разницей, что он учитывает число и способ пространственного расположения структурных единиц (ионов или атомов) в кристаллах. Вследствие того, что суммарная поверхность зернистого агрегата изменяется обратно пропорционально крупности зерен или прямо пропорционально степени $1/3$ от числа зерен в единице объема величина поправки на поверхностную энергию также должна быть прямо пропорциональна квадрату крупности зерен породы.

Кроме того, величина этой поправки будет изменяться в зависимости от ориентировки зернистого агрегата. Действительно, величина ΔU будет максимальной при данной крупности зерна какого-либо агрегата (например, кварца) в случае его беспорядочной ориентировки и минимальной, если все зерна ориентированы одинаково и находятся в соприкосновении (т. е. мы имеем как-бы монокристалл).

Кроме того, поверхностная энергия зернистого агрегата будет зависеть и от того, находятся ли зерна в срастании друг с другом и насколько закономерно это срастание.

Следовательно, общий вид формулы поверхностной энергии породы будет следующий:

$$U_s = \sum U_s^m \cdot S_m - \Delta U_r - \Delta U_c, \quad (88)$$

где U_s — поверхностная энергия породы;

U_s^m — удельная поверхностная энергия каждого из слагающих породу минералов;

S_m — поверхность каждого из минералов;

ΔU_r — поправка на ориентировку зерен породы;

ΔU_c — поправка на энергию срастания минералов.

В этой формуле, если рассчитывать поверхностную энергию на 1 см^3 породы, может быть приближенно установлена величина ΔU_r . Методов же определения ΔU_c нам неизвестно. Значения U_s^m для некоторых минералов определены экспериментально (Кузнецов, 1954).

Величина S_m находится без труда путем следующего рассуждения. Допустим, мы имеем 1 см^3 равномернoзернистой породы, размер зерен которой равен f ; тогда общее количество зерен $z_0 = \frac{1 \text{ см}^3}{f^3}$; поверхность одного зерна, если с некоторым допущением считать зерна имеющими форму элементарных кубиков, будет $6f^2$, а поверхность всех зерен какого-либо минерала, находя-

щегося в количестве $\psi_m\%$ (объемных), будет $\frac{6f^2 \cdot z_0 \cdot \psi_m}{100}$. Выражая число зерен через объем, находим:

$$S_m \approx \frac{6 \cdot \psi_m}{100 \cdot f}, \text{ см}^2. \quad (89)$$

Поправка на правильность ориентировки может иметь значение в случаях наличия закономерных сростаний минералов типа микропегматитовых пород. Ее величина незначительна. Идеально ориентированные зерна, скажем, двух минералов, находящихся во взаимном прорастании и занимающих объем 1 см^3 , с известным допущением можно представить себе как два монокристалла, находящихся в сростании. Тогда разность между поверхностной энергией «двух монокристаллов» с суммарной поверхностью 8 см^2 и даст в первом приближении полный энергетический эффект разупорядочения. В случае неполной ориентировки это будет отражено коэффициентом K_0 , величина которого будет изменяться от 0 в случае произвольного положения до 1 при наличии идеальной ориентировки зерен.

Следовательно, для общего случая можно записать:

$$\Delta U_r = (\sum U_s^m \cdot S_m - \sum U_s^0 \cdot S_m^0) \cdot K_0, \quad (90)$$

где S_m^0 — поверхность, которой был бы ограничен минерал m , если бы все его зерна «сложить» в виде куба.

Поверхность S_m^0 найдена следующим образом.

Пусть рассматриваемый объем породы (1 см^3) сложен k минералами в объемных соотношениях $\psi_1, \psi_2, \dots, \psi_k$, тогда можно записать:

$$1 \text{ см}^3 = \frac{\psi_1 + \psi_2 + \dots + \psi_k}{100} = \frac{\psi_1}{100} + \frac{\psi_2}{100} + \dots + \frac{\psi_k}{100} = \\ = V_1 + V_2 + \dots + V_k = f_1^3 + f_2^3 + \dots + f_k^3.$$

Следовательно,

$$\frac{1}{100} = f^3,$$

и поверхность каждого минерала будет:

$$6f^2 = \frac{6\psi}{100} = S_m^0$$

Приводя формулу (90) к единым обозначениям, находим:

$$\Delta U_r = \left(\sum U_s^m \frac{6\psi}{100f} - \sum U_s^0 \frac{6\psi}{100} \right) \cdot K_0$$

или, объединяя попарно, получим:

$$U_r = 0,06K_0 \cdot \sum U_s^m \left(\frac{\psi}{f} - \psi^{\frac{2}{3}} \right).$$

Общая формула поверхностной энергии будет*:

$$U_s = \sum U_s^m \frac{6\psi}{100f} - 0,06K_0 \sum U_s^m \left(\frac{\psi}{f} - \psi^{\frac{2}{3}} \right). \quad (91)$$

Таким образом, формула полной внутренней энергии пород (U_{vs}) в общем виде будет следующей:

$$U_{vs} = K_{II} \sum_{i=1}^n \psi_m \cdot U_m \frac{\gamma_m}{M_m} - \sum_{i=1}^n U_m^s \cdot 0,06 \frac{\psi_m}{f_m \cdot M_m} - \\ - 0,06K_0 \sum_{i=1}^n U_m^s \left[\frac{\psi_m}{f_m \cdot M_m} - \left(\frac{\psi_m}{M_m} \right)^{\frac{2}{3}} \right] = \Delta U_c, \frac{\text{ккал}}{\text{см}^3}, \quad (92)$$

где K_{II} — коэффициент, учитывающий пористость;
 U_m — энергия решетки каждого минерала;
 γ_m — удельный вес каждого минерала;
 ψ_m — объемный процент каждого минерала;
 f — средний размер зерен слагающих породу минералов;
 M_m — молекулярный вес каждого минерала;
 K_0 — показатель ориентировки, изменяющийся от 0 при ее отсутствии до 1 при полной идентичности в ориентировке зерен каждого минерала.

Приведенная формула полной удельной внутренней энергии породы в таком виде слишком громоздка и неудобна для пользования. Громоздкость ее обусловлена главным образом наличием поправок на поверхностную энергию, на закономерность ориентировки и эффект сростания. Можно показать, что в случае приближенных расчетов, каковыми по существу и являются расчеты по энергетическим параметрам, эти поправки лежат в основном за пределами достоверных значений для большинства средне- и мелкозернистых пород.

Поправка на закономерность ориентировки может, впрочем, иметь и самостоятельное значение, как фактор, контролирующей направленность процесса перекристаллизации пород с образованием пегматитовых или подобных им структур. Тогда необходимо производить и расчет поверхностной энергии и поправки на ориентировку.

* Ранее (Казизын, 1962) формула поверхностной энергии породы давалась в несколько иной форме, без расшифровки величин S^m и S^0 и с противоположным значением K_0 .

Удельная внутренняя энергия (U_v) и теплоемкость (C_p) главных типов изверженных пород, ккал/см³

Породы	U_v	C_p
Гранит	102 750	0,410
Гранодиорит	102 590	0,455
Диорит	99 870	0,484
Габбро	99 500	0,501
Диабаз (оливиновый)	98 800	0,600

Чтобы показать значимость поправки на поверхностную энергию, приведем такой пример. Величина поверхностной энергии слюды составляет 375 эрг/см². Следовательно, величина поверхностной энергии 1 см³ породы, имеющей размер зерен $f=0,001$ мм, будет не более 10⁷ эрг, т. е. не более $2 \cdot 10^{-1}$ ккал/см³. Так как удельная внутренняя энергия пород обычно составляет около 100 ккал и вычисляется предложенным методом с точностью до 1—10 ккал, поправка на поверхностную энергию в большинстве случаев лежит за пределами достоверных значений цифр. Таким образом, формула (92) значительно упрощается, если пренебречь поправкой на поверхностную энергию.

В практике расчетов удобнее формулу привести к виду (93), применимому для непосредственного использования данных химического анализа и величины объемного веса:

$$U_v = d_v \cdot 10^{-5} \cdot \sum_{i=1}^{i=n} M_o^i \cdot U_i^0, \text{ ккал/см}^3, \quad (93)$$

где d_v — объемный вес породы;
 U_i^0 — внутренняя энергия каждого окисла;

$M_o^i = \frac{P_o}{M_o} \cdot 10^{-3}$, здесь P_o — весовой процент окисла, M_o — молекулярный вес; M_o^i — молекулярное количество окисла.

В приложении 1 приведены таблицы, в которых на основе указанной формулы рассчитана внутренняя энергия 20 наиболее распространенных окислов и атомов, встречающихся в измененных породах.

Эти данные для удобства пользования сведены в те же таблицы, что и величины числа ионов в стандартном объеме, и расположены под ними.

Поэтому, имея какой-либо химический анализ породы и величину ее объемного веса (например, 70% SiO₂; $d_v=2,50$), открываем соответствующую страницу приложения 1 и находим для 70% SiO₂ соответственно 175,4 иона в объеме 10 000 Å³ и 77,57 ккал/см³. В том случае, когда имеются единицы и доли процентов (например, 77,77%), необходимо лишь произвести соответствующее сложение с соблюдением значимости слагаемых.

ПРИМЕРЫ ПОДСЧЕТА УДЕЛЬНОЙ ВНУТРЕННЕЙ ЭНЕРГИИ ПОРОД И ЭНЕРГЕТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА НЕКОТОРЫХ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Удельная внутренняя энергия некоторых магматических пород. Вычисление по указанному методу внутренней энергии главных типов горных пород показывает, что в ряду гранит—габбро—оливиновый диабаз имеет место постепенное уменьшение ее величин, происходящее параллельно с увеличением теплоемкости этих пород (табл. 58). Внутренняя энергия вычислена на основании состава

изверженных пород, приведенного в справочнике Ф. Берча и др. (1949), а теплоемкость рассчитана на основании экспериментальных величин, заимствованных из того же справочника. Грубая пропорциональность зависимости значений U_v и C_p , по-видимому, не является случайной, а следовательно, направленность изменений энергетических констант в этом ряду может быть вскрыта теоретическими вычислениями.

Не останавливаясь более на первичных магматических породах, перейдем к иллюстрации закономерностей энергетики метасоматических замещений на примерах следующих процессов: образования пегматитов и, в частности, кварц-мусковитового комплекса, грейзенизации, скарнообразования, серицитизации, хлоритизации и, наконец, аргиллизации.

Удельная внутренняя энергия пегматитов. Не затрагивая дискуссионных вопросов образования пегматитов вообще, укажем, что энергетические соотношения, которые имеют место при замещении гранит-аплита породой состава пегматитовой эвтектики (т. е. 25% кварца и 75% ортоклаза), свидетельствуют об отсутствии заметного выигрыша в величине энергии решетки. Перекристаллизация в этом случае стимулируется тем относительно небольшим увеличением суммарной внутренней энергии, которое происходит за счет изменения величины поверхностной энергии в результате значительного укрупнения минеральных индивидов и за счет их закономерных срастаний.

В отличие от этого при образовании замещающего кварц-мусковитового комплекса наблюдается ощутимый выигрыш в величине удельной внутренней энергии по сравнению с первичной породой, представленной блоковым микроклином. Удельная внутренняя энергия кварц-мусковитового комплекса, имеющего состав 40% мусковита и 60% кварца (Казицын, 1958), составляет 113,4 ккал/см³, в то время как калиевого полевого шпата всего лишь 95 ккал/см³.

Удельная внутренняя энергия грейзенов. Рассмотрим процесс грейзенизации на примере образования кварц-мусковитовых и

кварц-топазовых грейзенов, которые формировались в условиях инертности глинозема при воздействии растворов, способных усваивать щелочи и насыщенных кремнеземом и фтором (Казицын, 1958). Расчет показывает, что во всех случаях грейзенизации различных гранитов имеет место значительное увеличение внутренней энергии новообразованных пород (табл. 59). Особенно большой

Таблица 59

Удельная внутренняя энергия (U_v), первичных пород и заместивших их метасоматитов (ккал/см³)

Характер изменения	№ примера	Породы первичные и измененные	U_v	Объемные формулы
Грейзенизация	1	Гранит двухслюдяной*	100,7**	
		Грейзен кварц-мусковитовый	113,5**	
	2	Гранит биотитовый	105,9**	
		Грейзен кварц-мусковитовый	115,0**	
3	Гранит биотитовый	103,9**		
	Грейзен кварц-мусковитовый	113,2**		
4	Гранит мусковитовый	108,4**		
	Грейзен кварц-топазовый	122,9**		
	Грейзен кварц-топазо-слюдистый	112,9**		
Скарнирование	5	Известняк	52,59	$Si_8 Al_1 Mg_4 Ca_{160} C_{156} O_{500}$
		Мономинеральный гранатовый скарн	107,21	$Si_{135} Ti_1 Al_{38} Fe_{46}^{+3} Fe_1^{+2} Mg_1 Mn_2 Ca_{132} Na_2 K Cu H_{15} O_{552}$
		Слабо скарнированный гранит-порфир	100,15	$Si_{185} Ti_1 Al_{41} Fe_2^{+3} Fe_2^{+2} Mg_4 Mn_1 Ca_{11} Na_{14} K_{18} H_9 O_{476}$
		Неизменный гранит-порфир	101,87	$Si_{188} Ti_1 Al_{43} Fe_2^{+3} Fe_3^{+2} Mg_3 Mn Ca_5 Na_{19} K_{15} H_{14} O_{483}$

* Название пород дается по авторам, у которых заимствованы анализы.
** Вычислено по минеральному составу без учета пористости.

энергетический скачок отмечается при образовании кварц-топазового грейзена за счет мусковитового гранита, когда результивная порода более энергоемка по сравнению с исходной на 14,5 ккал. Обращает на себя внимание также тот факт, что величины удельной внутренней энергии кварц-мусковитовых грейзенов, образовавшихся за счет различных по составу и по внутренней энергии гранитов, весьма близки между собой. Это обстоятельство является

218

еще одним доказательством закономерности данной минеральной ассоциации.

Удельная внутренняя энергия скарнов. Пересчет имеющихся анализов скарнов, например приведенных в работе Е. Д. Карповой и А. Г. Ивашенцова (1954), показывает (см. табл. 59), что внутренняя энергия имеет минимальную величину у неизменных

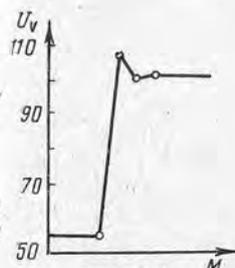


Рис. 12. Изменение внутренней энергии пород при скарнообразовании (по оси ординат — U_v в ккал/см³ по оси абсцисс — расстояние в м на рисунках 13—15 обозначения аналогичны)

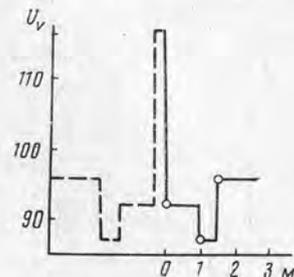


Рис. 13. Характер изменения внутренней энергии боковых пород при серицитизации кварцевых диоритов

известняков, достигает максимума в зоне мономинеральных гранатовых скарнов, уменьшается в слабо скарнированных гранит-порфирах и затем слегка возрастает вновь в неизменных породах (рис. 12). Баланс вещества при переходе от зоны к зоне может быть легко установлен (в ионной форме) по «формулам» пород, в которых коэффициенты указывают число ионов в объеме 10 000 Å³. Сравнение этих формул (см. табл. 59) позволяет легко выявить, например, что энергоемкость породы зоны мономинеральных скарнов определяется не только привнесением кремнезема и других относительно «богатых» энергией ионов, но в большей мере высокой плотностью этой породы. Кроме того, устанавливается явление поглощения энергии на ранних стадиях процесса скарнирования гранит-порфиров, свидетельствующее о том, что ускоряющую реакцию и способствующую проработке окружающих пород выделение энергии происходит только в момент максимальной интенсивности процесса, когда подвижность приобретают большинство компонентов.

Удельная внутренняя энергия серицитизированных пород. В качестве примера рассмотрим ход изменения внутренней энергии при серицитовом (отчасти хлоритовом) изменении кварцевых диоритов около золотоносных кварцевых жил, изученном А. С. Великим (1960). На графике изменения внутренней энергии отчетливо видно, что околожильная серицитизация и хлоритизация в данном случае сопровождается заметным поглощением энергии (рис. 13).

Удельная внутренняя энергия (U_v) первичных пород и заместивших их метасоматитов (ккал/см³)

Характер изменения	№ при-мера	Породы первичные и измененные	U_v	Объемные формулы
Серицитизация (частично хлоритизация)	1	Соссюритизированный кварцевый диорит	95,95	$Si_{147} Ti_2 Al_{50} Fe_5^{+3} Fe_{13}^{+2} Mg_{28} Ca_{27} Na_{18} K_{12} H_{29} C_9 O_{478}$
		Хлоритизированный диорит	87,78	$Si_{134} Ti_2 Al_{44} Fe_4^{+3} Fe_{15}^{+2} Mg_{24} Ca_{23} N_{10} K_8 H_{63} C_{13} O_{448}$
		Серицитизированный диорит	92,40	$Si_{138} Ti_2 Al_{50} Fe_8^{+3} Fe_9^{+2} Mg O_{20} Ca_{19} Na_{17} K_{15} H_{64} C_{19} O_{461} Si_{267} O_{534}$
		Жильный кварц (не пористый)	117,95*	
	2	Бiotитовый гранит	99,92	$Si_{176} Ti_1 Al_{51} Fe_1^{+3} Fe_6^{+2} Ca_7 Mg_6 K_{11} Na_{17} H_{28} O_{478} Si_{169} Ti_1 Al_{64} Fe_7^{+3} Fe_{10}^{+2} Ca_1 Mg_3 K_9 Na_1 H_{52} O_{478} Si_{160} Ti_1 Al_{45} Fe_4^{+3} Fe_1^{+2} Ca_4 Mg_5 K_{12} Na_{12} H_{13} O_{469} Si_{267} O_{534}$
		Мусковит-хлоритовая порода	98,05	
		Хлорит-мусковитовая порода	93,35	
		Жильный кварц (не пористый)	117,95*	
Хлоритизация	3	Мелкозернистый песчаник	102,60	$Si_{198} Ti_1 Al_{39} Fe_9^{+2} Mg_3 Ca_4 K_3 Na_{18} H_{50} O_{506}$
		Хлоритизированный песчаник	105,15	$Si_{191} Ti_1 Al_{35} Fe_{26}^{+2} Mg_3 Mn_2 Ca_3 K_3 H_{79} O_{513} Si_{153} Ti_1 Al_{45} Fe_7^{+2} Mg_2 Mn_1 Ca_3 K_4 Na_2 H_{42} O_{425} Si_{158} Ti_1 Al_{42} Fe_2^{+3} Fe_{20}^{+2} Mg_2 Ca_2 K_6 Na_2 H_{65} O_{446}$
		Гранит-порфир	87,25	
		Хлоритизированный гранит-порфир	90,95	
	4	Гранитоид	92,86	$Si_{162} Ti_2 Al_{45} Fe_{12}^{+2} Mg_4 Ca_6 K_{12} Na_6 H_{47} O_{450}$
		Хлоритизированный гранитоид	101,3	$Si_{169} Ti_2 Al_{48} Fe_1^{+3} Fe_{23} Mg_7 Mn_1 Ca_2 K_9 Na_7 H_{80} O_{494}$

Характер изменения	№ при-мера	Породы первичные и измененные	U_v	Объемные формулы
Аргиллизация	5	Неизменный гранит-порфир	102,4*	
		Зона слабой карбонатизации	96,95	$Si_{176} Ti_1 Al_{48} Fe_2^{+3} Fe_3^{+2} Mg_5 Ca_8 Na_{20} K_{12} H_{10} C_5 O_{466}$
		Зона серицитизации	100*	
		Зона серицитизации и каолинизации	100,50	$Si_{181} Ti_1 Al_{46} Fe_1^{+3} Fe_4 Mg_6 Ca_4 Na_3 K_{10} H_{103} O_{489}$
		Зона преобладающей каолинизации	105,30	$Si_{193} Ti_1 Al_{47} Fe_1^{+3} Fe_3 Mg_3 Ca_2 K_1 H_{107} O_{521}$
		Зона сплошной каолинизации и окремнения	108*	
		Зона окремнения	117*	

* Вычислено по минеральному составу без учета пористости.

Вероятно, здесь изменение не достигло такой стадии, когда начинается экзотермическая реакция. Замещение происходит, по-видимому, в условиях обильного притока нагретых растворов, вызывающих подъем изотерм в прилежащих к жиле участках, небольшую структурную перестройку минералов и привнос некоторого количества калия и угольной кислоты (табл. 60).

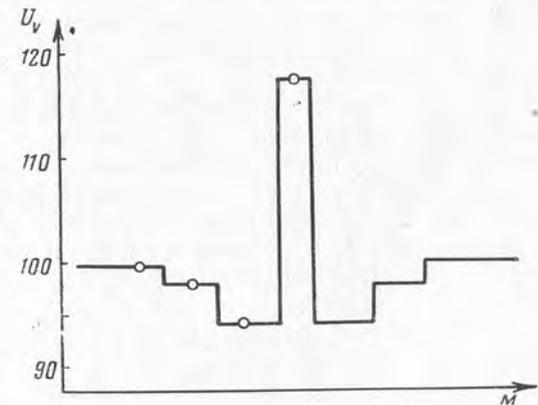


Рис. 14. Ход кривой U_v при серицит-хлоритовом изменении биотитовых гранитов

Другой пример аналогичного процесса (см. табл. 60) относится к мусковит-хлоритовому изменению биотитовых гранитов на оловянном месторождении Урчан (Пап, 1957). В этом случае кривая

удельной внутренней энергии в точке, соответствующей наибольшей стадии изменения (хлорит-мусковитовая порода) (рис. 14), обладает четким минимумом по сравнению с вмещающей породой и жильным кварцем.

Удельная внутренняя энергия хлоритизированных пород. Во всех трех рассмотренных случаях хлоритового изменения (см. табл. 60) отчетливо фиксируется значительное увеличение удельной внутренней энергии в ходе процесса. Расчеты величин удельной внутренней энергии первичных и измененных пород, а также «объемных формул» этих пород, выполненные на базе данных, приведенных в работе Д. М. Шилина и В. П. Ивановой (1954), характеризуют этот процесс как экзотермический. Вместе с тем сравнение объемных формул пород позволяет установить, что в случае хлоритизации песчаника, наряду с увеличением удельной внутренней энергии, происходит вынос кремнезема. Неполнота использованных для расчета данных, в смысле отсутствия наблюдений метасоматической зональности, не позволяет судить о том, были ли среди измененных пород зоны поглощения энергии.

Удельная внутренняя энергия аргиллизированных пород. Для расчетов внутренней энергии были использованы анализы аргиллизированных гранит-порфиров, приведенные в работе (Казизына и Александров, 1959), посвященной изучению закономерностей метасоматической зональности и особенностей объемных соотношений. Эти расчеты (см. табл. 60) показывают, что при аргиллизации гранит-порфиров в центральных зонах имеет место постепенное и значительное увеличение удельной внутренней энергии, величина которой достигает максимума в зоне сплошного окремнения. Минимумы на кривой (рис. 15) соответствуют внешним зонам. Объемные формулы свидетельствуют о практической инертности глинозема и о заметном привносе кремнезема и воды и о полном выносе щелочей. Аргиллизированные породы являются весьма тонкозернистыми по своему сложению. Размер зерен в них 0,001 мм и меньше, вследствие чего в породах начинают, вероятно, играть заметную роль энергетические эффекты, обусловленные поверхностной энергией.

Характер кривой изменения удельной внутренней энергии при аргиллизации позволяет говорить о наличии здесь идеального процесса с отчетливо выраженными зонами поглощения энергии и выделения ее. Однако при околожильной аргиллизации основных пород возможно образование анкерит-каолинитовой ассоциации, обладающей весьма малым уровнем внутренней энергии.

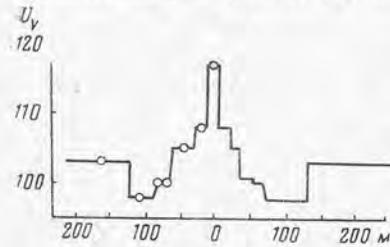


Рис. 15. Распределение внутренней энергии в зонах аргиллизации гранит-порфиров

Характер кривой изменения удельной внутренней энергии при аргиллизации позволяет говорить о наличии здесь идеального процесса с отчетливо выраженными зонами поглощения энергии и выделения ее. Однако при околожильной аргиллизации основных пород возможно образование анкерит-каолинитовой ассоциации, обладающей весьма малым уровнем внутренней энергии.

Результаты вычисления удельной внутренней энергии для главных типов первичных и измененных пород указывают на наличие определенных закономерностей в характере изменения этой величины в ходе метасоматических процессов.

Первое, что обращает на себя внимание, это ступенчатость изменения удельной внутренней энергии при переходе от одних зон метасоматитов к другим. Эта ступенчатость энергетических уровней является прямым и естественным следствием метасоматической зональности, составляющей, пожалуй, одну из главнейших особенностей измененных пород.

Второй закономерностью изменения удельной внутренней энергии метасоматитов является то, что уровень энергии новообразованных пород может отличаться от уровня пород первичных как в большую, так и в меньшую сторону. Следовательно, в ходе формирования метасоматических пород возможно как поглощение, так и выделение энергии.

Третьим, заслуживающим специального рассмотрения, моментом следует считать своеобразие кривых изменения удельной внутренней энергии пород — продуктов различных постмагматических процессов. Суммируя наблюдения над характером изменения значений U_v в ходе образования замещающего комплекса пегматитов, грейзенов, скарнов, серицитизированных, хлоритизированных и аргиллизированных пород, можно наметить четыре типа кривых, характеризующих особенности изменения удельной внутренней энергии метасоматитов. Наиболее распространенным является w-образный тип кривых (рис. 16, кривая I), свойственный метасоматическим процессам, развивающимся около зон трещиноватости в породах, однородных по физическим свойствам и химическому составу. В этом случае в начальные этапы процесса возникают породы, удельная внутренняя энергия которых меньше таковой первичных пород.

В дальнейшем, по мере развития процесса, метасоматиты с пониженным уровнем U_v отодвигаются к периферии симметрично построенных тел, а на их месте развиваются породы, удельная внутренняя энергия которых значительно превышает таковую первичных пород. Происходит последовательное образование более выгодных в энергетическом отношении пород и вместе с тем поглощение внешними зонами энергии, освобождающейся в центральных зонах. Рассмотренный характер имеют кривые в случае аргиллизации и серицитизации (см. рис. 13 и 15).

Иной тип (см. рис. 16, кривая II) имеют кривые изменения



Рис. 16. Возможный ход кривых U_v при метасоматических процессах

удельной внутренней энергии при контактово-метасоматических процессах (скарнообразование и приконтактовое выщелачивание). В этом случае, согласно Д. С. Коржинскому (1953), максимальный градиент температуры имеет место непосредственно в зоне контакта, где и развиваются максимально переработанные породы. При наличии разницы в уровнях удельной внутренней энергии двух контактирующих пород в переходной зоне происходит не простое выравнивание ее, а резкий максимум. Общая закономерность — наличие в периферических частях метасоматитовых тел двух зон пониженной U_v , подобно предыдущему случаю, отчетливо прослеживается и здесь, хотя, как это следует из рассмотрения кривой U_v скарнов (см. рис. 12), минимум удельной внутренней энергии у слабо измененных известняков не отмечается.

Тип кривых без минимумов во внешних зонах (см. рис. 16, кривая III) характерен, вероятно, для процессов образования некоторых грейзенов или кварц-мусковитового комплекса пегматитов. Однако отсутствие систематического разреза не позволяет однозначно судить об особенностях кривых U_v в этом случае. Общие соображения позволяют предполагать, что метасоматические породы с подобным распределением U_v могут образоваться при условии проникновения метасоматизирующих растворов вдоль зоны изменяемых пород, но не в стороны от нее.

Кривые с одним минимумом посередине, означающим значительное поглощение энергии (см. рис. 16, кривая IV), свойственны продуктам ранних этапов первого процесса или случаю образования измененных пород около жил выполнения, например, в случае серицитизации (см. рис. 14).

Очевидно, указанными соотношениями не исчерпывается все разнообразие природных закономерностей изменения удельной внутренней энергии при метасоматических преобразованиях; возможны, по-видимому, и переходные случаи, когда центральный максимум не превышает уровня вмещающих пород. Эта относительная высота центрального максимума имеет важное значение как показатель возможности протекания самопроизвольных реакций. Случаи таких самопроизвольных (или цепных) реакций в геологических процессах известны с давних пор, но особенно интересны наблюдения Б. И. Пийпа (1948) при извержении Ключевского вулкана. В этом случае процесс саморазогревания туфов происходит в результате воздействия на рыхлые продукты извержения кислорода и влаги воздуха и является, по-видимому, преимущественно результатом окисления железа, содержащегося в минералах этих пород. Возможность повышения температуры определяется тем, что теплоотдача таких рыхлых масс оказалась меньше количества тепла, выделяемого в ходе внутренних процессов.

Таким образом, несмотря на некоторое несовершенство метода подсчета удельной внутренней энергии по энергетическим коэффициентам ионов, полученные результаты правильно отражают

качественную сущность этих сложных и еще недостаточно исследованных явлений.

При анализе метасоматических процессов наряду с выяснением баланса вещества и объема можно производить оценку энергетических уровней пород путем вычисления удельной внутренней энергии в единице их объема.

В результате подсчета величин удельной внутренней энергии метасоматических пород можно установить характер и направленность постмагматических процессов, в ходе которых происходит освобождение энергии в одних зонах и поглощение ее в других. В этом случае на фоне общего регрессивного характера процесса возможны случаи местного подъема изотерм, определяющего протекание в краевых частях тел реакций с поглощением энергии.

Анализ энергетических соотношений в метасоматических породах свидетельствует о возможности осуществления при постмагматических процессах реакций замещения, относящихся к категории самовозбуждающихся или цепных.

Дальнейшее исследование энергетики процессов образования горных пород должно быть направлено по пути экспериментального определения внутренней энергии породообразующих минералов и способов ее суммирования в породах, а также по пути уточнения значений энергетических коэффициентов и совершенствования формул подсчета внутренней энергии пород.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Главнейшими методами исследования метасоматических пород и обусловивших их процессов являются методы установления химического состава этих образований, баланса вещества при их возникновении, характера реакций и энергетики метасоматических минерало- и породообразования, а также физико-химический анализ парагенетической взаимосвязи минералов в природных парагенезисах.

Рассмотрение существующих методов сравнения химического состава горных пород с целью возможности их применения для выявления закономерностей миграции вещества в процессе метасоматического минерало- и породообразования позволило сделать следующий вывод: несмотря на наличие большого числа методов, лишь немногими из них можно выяснять главнейшие закономерности перемещения вещества при метасоматозе, но и эти методы исходят из различных предпосылок и результаты расчета по ним в большинстве случаев не сопоставимы.

Показано, что наиболее объективным способом выражения химического состава пород и баланса вещества при метасоматозе является атомно-объемная система пересчетов. Разобрана методика расчета по атомно-объемной системе для различных исходных

данных, даны ее обоснование и конкретные примеры предлагаемых способов пересчета.

Разобраны главнейшие предпосылки установления и расчета теоретического состава метасоматитов, исходя из состава первичной породы, а также вопросы учета перемещения вещества, расчета теоретических реакций метасоматического замещения на основе объемно-молекулярного метода.

Обоснован и рассмотрен метод энергетического анализа метасоматического минерало- и породообразования, позволяющий улавливать характер и направленность метасоматических и, в частности, постмагматических процессов, в ходе которых происходит освобождение энергии в одних зонах и поглощение ее в других.

ЛИТЕРАТУРА

Александров И. В. Определение количественного изменения вещества при гидротермальном метаморфизме. Замечания к статье Н. И. Наковника. Зап. Всесоюз. минер. об-ва, ч. 89, вып. 1, 1960.

Асинкритова Ф. А. Ультрасовные и основные породы и серпентиниты Урала как минеральное сырье. Тр. Свердл. горн. ин-та, вып. 26, 1956.

Бабко А. К., Водилова Т. В. О точности анализа силикатов. Метод. матер. для лабор. геол. упр. и экспед. Бюлл. ВИМСа, № 5 (121), 1953.

Барон Л. И., Логунцов Б. М., Позин Е. З. Определение свойств горных пород. Госгеолтехиздат, 1962.

Барт Т. Представительность анализов горных пород. ОНТИ, ВСЕГЕИ, Новости зарубежной геологии, № 9, 1958.

Белянкина М. Н., Долгинов Е. А. К вопросу о генезисе и структурном положении гранитов северо-западной части Енисейского кряжа. Вестн. Моск. ун-та, сер. геол. (IV), № 6, 1963.

Берч Фр., Шерер Дж. и Спайсер Г. Справочник для геологов по физическим константам. Изд-во иностр. лит., 1949.

Бетехтин А. Г. Минералогия. Госгеолиздат, 1950.

Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. В кн.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд. АН СССР, 1953.

Бетехтин А. Г., Генкин А. Д., Филимонова А. А., Шадлун Т. Н. Текстуры и структуры руд. Госгеолтехиздат, 1958.

Беус А. А. Режим кислотности — щелочности в процессах метасоматоза как фактор переноса и концентрации редких земель. В кн.: «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд», т. I, изд. АН СССР, 1961.

Беус А. А., Соболев Б. Н. О галлоидном переносе элементов в эндогенном процессе. В кн.: «Экспериментальные исследования в области глубинных процессов». Изд. АН СССР, 1962.

Богачев А. И. К вопросу пересчета химических анализов рудных титаносодержащих пород основного состава по методу А. Н. Заварицкого, Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, № 4, 1958.

Боголепов В. Г. К пересчету химических анализов пород при изучении метасоматических процессов. Научн. докл. Высшей школы, геол.-геогр. науки, № 4, 1958.

Боголепов В. Г. Пересчет химических анализов горных пород при изучении метасоматических процессов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1962.

Боголепов В. Г. Равнообъемные формулы минералов. Вестн. АН Каз. ССР, № 11 (224), 1963.

Бокий Г. Б., Порай-Кошиц. Практический курс рентгеноструктурного анализа. Т. I. Изд. Моск. ун-та, М., 1951.

- Бокий Г. Б. Введение в кристаллохимию. Изд. Моск. ун-та, М., 1954.
- Бокий Г. Б. Кристаллохимия. Изд. Моск. ун-та, М., 1960.
- Бондаренко В. Н., Хотин М. Ю. Неогеновый вулканизм Камчатки, его петрохимические особенности металлогения. В кн.: «Петрохим. особенности молодых вулканов». Изд. АН СССР, М., 1962.
- Бродин Б. В. Роль диффузии при замещении минералов и распада твердых растворов. В сб.: «Минералы СССР», Тр. Минерал. музея АН СССР, вып. 14, М., 1963.
- Булах А. Г. Расчет формул минералов. «Недра», М., 1964.
- Бурдин Г. Д. Единицы физических величин. Гос. изд. стандартов, М., 1963.
- Василевский М. М. Зональность и генезис измененных пород и оруденения в Центрально-Камчатской рудной зоне. Тр. Лабор. Вулканологии, вып. 19, 1960.
- Василевский М. М. Определение удельного веса твердых тел по микронавескам. «Завод. лабор.», т. 26, № 10, 1960.
- Великий А. С. Анализ процесса околожильного изменения пород золоторудного месторождения. Вестн. Ленинград. ун-та, № 5, 1950.
- Винчелл А. Н. и Винчелл Г. Оптическая минералогия. Изд-во иностр. лит., 1953.
- Вистелиус А. Б. и Романова М. А. Красноцветные отложения полуострова Челекен. Изд. АН СССР, М.—Л., 1962.
- Вистелиус А. Б. Проблемы математической геологии. Геол. и геоф., 1962., № 12.
- Вистелиус А. Б. Проблемы математической геологии. Геол. и геоф., 1963, № 7.
- Владимиров Б. М. Петрография Падунского и Маргудольского трапповых интрузивов. Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та, вып. 10. Иркутск, кн. изд-во, 1962.
- Власов М. И. и Николаев С. В. Пористость эффузивных пород Восточного Карамазара и ее влияние на локализацию полиметаллического оруденения. Вестн. МГУ, № 4, 1959.
- Ганеев И. Г. О возможном переносе вещества в форме сложных комплексных соединений. Геохимия, 1962, № 10.
- Гиллебранд В., Лендель Г., Брайт Г., Гофман Д. Практическое руководство по неорганическому анализу. Геохимиздат, М., 1957.
- Глаголев А. А. Геометрические методы количественного анализа агрегатов под микроскопом. Тр. ВНИИМС, вып. 170, Госгеолиздат, М.—Л., 1941.
- Глаголев А. А. Методы количественного минералогического анализа агрегатов под микроскопом. «Недра», М.—Л., 1965.
- Глаголев А. А. Проявление гипогенного оруденения в железистых кварцитах Курской магнитной аномалии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, 1957.
- Горкун В. Н., Родионова Р. И., Федорченко В. И., Шилов В. Н. О распределении некоторых малых элементов в лавах северной части хребта Вернадского на острове Парамушир (Курильские о-ва). В кн.: «Петрохим. особенности молодых вулканов». Изд. АН СССР, М., 1962.
- Григорьев Д. П. Закономерности образования сульфидов меди в колчеданных месторождениях Среднего Урала. Зап. Всесоюз. минер. об-ва, ч. 77, № 1, 1948.
- Григорьев Д. П. Перекристаллизация минералов. Зап. Всесоюз. минер. об-ва, ч. 85, вып. 2, 1956.
- Григорьев Д. П. Онтогенез минералов. Изд. Львов. ун-та, Львов, 1961.
- Григорьев Д. П. Основы конституции минералов. Госгеолтехиздат, М., 1962.
- Григорьев И. Ф. Грейзены, их минералогические типы и условия образования. Бюлл. Моск. об-ва испыт. прир., отд. геол., т. 28, № 1, 1953.
- Грин Дж., Польдерварят Э. Петрохимические провинции и петрохимические тенденции. В кн.: «Геохимия литогенеза», М., 1963.
- Груберман У. П. Ниггли. Метаморфизм горных пород. Гос. научн. техн. изд-во Л.—М., 1933.
- Гутер Р. С., Овчинский Б. В. Элементы численного анализа и математической обработки результатов опыта. Физматгиз, М., 1962.
- Данилевич Л. Г. Петрохимические особенности вулканического комплекса последней (IV) фазы карпатского вулканизма на территории Советского Закарпатья. В кн.: «Петрохим. особен. молодых вулканов». Изд. АН СССР, М., 1962.
- Данилов Н. И. Единицы измерений. Учпедгиз М., 1961.
- Данчев В. И., Оляха В. В. Некоторые вопросы генезиса уранового оруденения в связи с изучением эффективной пористости рудосодержащих карбонатных пород. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1959.
- Дортман Н. Б. (ред.). Методическое руководство по определению физических свойств горных пород и полезных ископаемых. Госгеолтехиздат, М., 1962.
- Дортман Н. Б., Васильева В. Н., Вейнберг А. К. и др. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых СССР. «Недра», М., 1964.
- Егоров А. П. Роль магния в составе метасоматических образований с боковой минерализацией. Геохимия, 1960, № 2.
- Егоров А. П. Пересчет химических составов минералов и пород на основании кристаллохимических данных. Геохимия, 1962, № 9.
- Ефимов М. А. Комбинированный объемный метод для количественного учета перемещения атомов элементов при метасоматических процессах. Вестн. АН Каз. ССР, № 10, 1963.
- Жариков В. А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 14, 1959.
- Жариков В. А. Условия образования скарновых руд. В кн.: «Генетические проблемы руд», М., 1960.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд. 2-е, АН СССР, М.—Л., 1950.
- Заварицкий А. Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород. 2-е изд. Госгеолтехиздат, М., 1960.
- Залесский Б. В., Короткова О. Н. Пористость осадочных пород. В кн.: «Методы изуч. осад. пород», т. I, Госгеолтехиздат, М., 1957.
- Залесский Б. В. Пористость как одно из важнейших свойств горных пород. Тр. II Всесоюз. петрогр. совещ. Госгеолтехиздат, М., 1960.
- Иванов В. В. О явлениях гипогенного замещения минералов в касентеритосульфидных рудах. Геол. руды. м-ний, 1960, № 4.
- Иванов Н. В. К вопросу о количественном определении минералов. Зап. Всесоюз. минер. об-ва, ч. 83, вып. 2, 1954.
- Иванов Н. В. Отбор проб в зависимости от их назначения и природных условий. Зап. ЛГУ, т. 43, вып. 2, 1962.
- Иванов Н. В. Новое направление в опробовании рудных месторождений. Госгеолтехиздат, М., 1963.
- Иванов Р. Преобразование чисел Заварицкого в стандартную катанорму. Изв. Геол. ин-та Болг. АН, кн. 10, 1962.
- Каденский А. А. Об условиях метаморфизма и ультраметаморфизма архейских пород Алданского щита. Изв. АН СССР, сер. геол., № 9, 1956.
- Казницын Ю. В. Метод молекулярных объемов и его применение при изучении измененных пород. Зап. Всесоюз. минер. об-ва, ч. 87, вып. 2, 1958.
- Казницын Ю. В., Александров Г. В. О метасоматической зональности, при аргиллизации гранит-порфиоров около рудных тел. Геол. рудн. м-ний, 1959, № 5.
- Казницын Ю. В. Околожильная аргиллизация диоритов на молибденовом месторождении. Докл. АН СССР, т. 134, № 6, 1960.
- Казницын Ю. В. Минералого-геохимические особенности аргиллизации основных пород. Зап. Всесоюз. минер. об-ва, ч. 91, вып. 4, 1962.
- Казницын Ю. В. Энергетика постмагматических процессов. Петрографический сб. ВСЕГЕИ, № 3, 1962.
- Казницын Ю. В. Ортоклазовые метасоматиты Северо-Восточного Забайкалья. Минер. сб. № 3. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 96, 1963.
- Казницын Ю. В. Метасоматическое минералообразование в рудных жилах и околорудных измененных породах. В кн.: «Проблемы постмагматического рудообразования», т. I. Прага, 1963.

Казийн Ю. В. Современное состояние и перспективы развития учения о метасоматитах. В кн.: «Метасоматические измененные породы и их рудопоисковое значение». Изд-во «Недра», М., 1966.

Капустинский А. Ф. Электроотрицательность и энергия кристаллической решетки. Докл. АН СССР, т. 67, № 3, 1949.

Капустинский А. Ф. Новая физико-химическая константа. «Кристаллохимическая отрицательность». Докл. АН СССР, т. 77, № 4, 1949.

Карасев А. И. Основы математической статистики. Росвузиздат, 1962.

Карасев М. А., Шур А. С., Елькина Н. Т. Зависимость поровой структуры пирита от условий его образования. Докл. АН СССР, т. 93, № 6.

Карпова Е. Д. и Ивашенцев А. Г. Скарны. В кн.: «Измененные околорудные породы и их поисковое значение». Госгеолтехиздат, М., 1954.

Карякин А. Е. Вмещающие породы — источник материала для минералов хрустальных гнезд. Зап. Ленинград горн. ин-та, т. XXX, вып. 2, 1955.

Китайгородский А. И. Справочник по рентгеноструктурному анализу. М.—Л., 1940.

Книпович Ю. Н. К вопросу о точности и воспроизводимости силикатного анализа. Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 30, 1960.

Кобранова В. Н. Физические свойства горных пород. Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Гостоптехиздат, Л., 1958.

Кобранова В. Н. Физические свойства горных пород. Гостоптехиздат, М., 1962.

Коржинский Д. С. Подвижность и инертность компонентов при метасоматозе. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1936.

Коржинский Д. С. Контактные реакционно-метасоматические месторождения. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 33, № 2, 1941.

Коржинский Д. С. Петрология Турьинских скарновых месторождений меди. Тр. Ин-та геолог. наук АН СССР, вып. 68, сер. рудн. м-ний, № 10, 1948.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В кн.: «Основн. пробл. в учении о магматоген. рудн. месторождениях». Изд. АН СССР, М., 1953.

Королев А. В. и Тулегенов Т. Пористость горных пород как фактор рудоотложения. Геол. руд. месторождений, 1960, № 6.

Кравцов В. А. Шкала атомных весов С-12 и новые таблицы атомных весов элементов и масс нуклидов. Успехи физических наук, т. 68, вып. 1, 1962.

Крамер Г. Математические методы статистики. Изд-во иностр. лит., М., 1948.

Кузнецов В. Д. Поверхностная энергия твердых тел. Гос. изд-во технико-теорет. лит. М., 1954.

Кузнецов Е. А. О способах пересчета и изображения химического состава магматических горных пород. Вести. Моск. ун-та, № 3, 1947.

Кузнецов Н. И. Международная система единиц (СИ). Изд. Высш. школы. Минск, 1963.

Кэй Дж., Лэби Т. Таблица физических и химических постоянных Физматгиз, М., 1962.

Лебедев В. И. Об одном случае явлений амфиболлизации пироксена. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 75, № 1, 1950.

Лебедев В. И. Основы энергетического анализа геохимических процессов. Изд. ЛГУ. Л., 1957.

Лебедев В. И. О «законе объемов» в петрографии. Вопр. магматизма и метаморфизма, т. 1, Изд. ЛГУ. Л., 1963.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Исследования по теоретической петрографии в связи с изучением изверженных пород Кавказа. Тр. Санкт-Петерб. естеств., 26, вып. 5 (а также «Избранные труды», т. 1, Изд. АН СССР, М.—Л., 1949), 1898.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Успехи петрографии в России. Изд. Геол. ком. (а также «Избранные труды», т. II, гл. V. Изд. АН СССР, М., 1950), 1923.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрография (а также «Избранные труды», том IV. Изд. АН СССР, М., 1955), 1931.

Линдгрэн В. Минеральные месторождения. ОНТИ НКТП СССР. М.—Грозный—Л.—Новосибирск, 1934.

Ловеринг Т. С., Маккарти, Фридман И. Значение отношений

O^{18}/O^{16} и C^{13}/C^{12} в гидротермальных доломитизированных известняках и марганцевых карбонатных метасоматических рудах. В кн.: «Химия земной коры», т. II, М., 1964.

Лучицкий В. И. Петрография. Т. II. ОНТИ НКТП СССР, 1934.

Маракушев А. А. Экстремумы некоторых минеральных равновесий в связи с геохимическим режимом метаморфизма и метасоматоза. В кн.: «Химия земной коры», т. I, М., 1963.

Маракушев А. А. Окислительно-восстановительные минеральные равновесия и их экстремальные состояния. В кн.: «Физико-химические условия магматизма и метасоматоза», «Наука», М., 1964.

Мельниченко Х. Ю. Физическая химия. Изд. иностр. лит., М.—Л., 1962.

Мельничук Е. В. Метод кислородно-кварцевого пересчета при изучении миграции элементов в коре выветривания. В кн.: «Вторая конференция молодых геологов Украины при Ин-те геол. наук АН УССР». Изд. АН УССР, Киев, 1962.

Мельничук Е. В. О методах петрохимических пересчетов при изучении миграции элементов при химическом выветривании и метасоматических процессах (на укр. яз.). Геологич. журн., т. 24, вып. 1, 1964.

Миллер Кан. Математическая статистика в геологии. Изд-во «Мир», М., 1965.

Мирходжаев И. М. Об использовании «чисел» П. Ниггли при графическом изображении состава гидротермального изменения магматических пород. Узб. геол. журн., 1959, № 3.

Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, М., 1957.

Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. Изд. АН СССР, М., 1963.

Налетов Н. М. и Безсолицын Е. П. Геологический очерк бассейна среднего течения Чикоя. Тр. Вост.-Сиб. геол. упр. т. 31, Иркутск, 1947.

Наковник Н. И. Месторождение Коунрад, его горные породы и минералы. Изд. АН СССР, 1937.

Наковник Н. И. Метасоматическое минералообразование и закон равных объемов. Зап. Всесоюзн. минер. об-ва, ч. 78, вып. 4, 1949.

Наковник Н. И. Грейзены, Тр. ВСЕГЕИ, сб. «Измененные околорудные породы и их поисковое значение». Госгеолтехиздат, М.—Л., 1954.

Наковник Н. И. Определение количественного изменения вещества при гидротермальном метаморфизме. Зап. Всесоюзн. минер. об-ва, ч. 87, вып. 4, 1958.

Наковник Н. И. Определение выноса-привноса вещества при метасоматозе и закон Линдгрена. Зап. Всесоюзн. минер. об-ва, ч. 93, вып. 1, 1964.

Наковник Н. И. Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. Изд-во «Недра», М., 1964.

Налимов В. В. Применение математической статистики при анализе вещества. Физматгиз, М., 1960.

Николаев В. А. К вопросу о генезисе гидротермальных растворов и этапах глубинного магматического процесса. В кн.: «Основные проблемы в учении о магмат. рудн. месторождениях». Изд. АН СССР, М., 1953.

Овчинников Л. Н. и Шур А. С. Ультра- и микропористость магнетита некоторых районов Урала. Тр. 4-го совещ. по эксперим. минерал. и петрогр., вып. 1. Изд. АН СССР, 1951.

Овчинников Л. Н., Шур А. С., Елькина Н. Т. К характеристике пористости магнетита некоторых месторождений Урала. Тр. Горн.-геол. ин-та Уральск. фил. АН СССР, вып. 26 (мин. сб. № 3), 1955.

Озерной Л. М. Новые значения физических констант. «Успехи физических наук», т. 84, вып. 1, 1964.

Озеров К. Н. Корунд и андалузит во вторичных алюмокварцитах Казахстана. Тезисы на соиск. учен. степ. доктора геолог.-минер. наук. Изд. ЛГУ, 1946.

Ормонт Б. В. Структуры неорганических веществ. Гостехиздат, М.—Л., 1950.

Остроумова А. С. Петрохимия третичных вулканических комплексов Западного Даралагеза (Армения). В кн.: «Петрохим. особен. молодых вулканов». Изд. АН СССР, М., 1952.

Пап А. М. Околожильные метасоматические породы оловорудного месторождения Урчан. Всесоюз. научн.-исслед. ин-т, № 1, МЦМ СССР.

Перчук Л. Л. Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузий Центрального Туркестано-Алая. Изд-во «Наука», М., 1964.

Пийп Б. И. Эруптивная деятельность Ключевской сопки в 1944—1945 гг. Бюлл. Камчат. вулк. станц., № 14, 1948.

Поваренных А. С. Некоторые вопросы околожильного метаморфизма гранитоидов. Тр. Криворожск. горнорудн. ин-та, вып. 1, 1954.

Поваренных А. С. Твердость минералов. Изд. АН УССР, Киев, 1963.

Поваренных А. С. Об использовании электроотрицательности элементов в кристаллохимии и минералогии. Зап. Укр. минер. об-ва, 1962.

Рамдор П. Рудные минералы и их срращения. Изд-во иностр. лит., 1962.

Родионова Р. И., Федорченко В. И., Шилов В. Н. Петрохимические особенности лав вулкана Эбеко на острове Парамушир (Курильские острова). В кн.: «Петрохим. особен. молодых вулканов». Изд. АН СССР, М., 1962.

Розанов Ю. А. Исследование пористости рудовмещающих горных пород в рудных месторождениях Северного Таджикистана. В кн.: «Автореф. работ со-трудн. ИГЕМ за 1958—1959 гг.», М., 1960.

Розанов Ю. А. Пористость горных пород и ее роль в локализации эндогенного оруденения. Геол. рудн. м-ний, 1961, № 2.

Розанов Ю. А., Кристалый Б. В., Некрасов Е. М. и Пашковский М. Д. Изменения пористости рудовмещающих пород некоторых м-ний Северного Таджикистана. Тр. Ин-та геол. руд. м-ний петрогр., минералог. и геохим. АН СССР, вып. 41, 1961.

Романович И. Ф. Изменение объемов при метасоматозе в связи с образованием маложелезистого талька. Изв. Высш. учебн. завед., сер. геол. и разв., № 6, 1959.

Романович И. Ф. Роль содержания устойчивых компонентов при расчете изменения объемов и баланса вещества при метасоматозе. Изв. Высш. учебн. завед., сер. геол. и разв., № 7, 1961.

Руб М. Г. Грейзены юго-западного Приморья и их генезис. Тр. ин-та геолог., петрогр., минералог. и геохим. АН СССР, вып. 5, 1957.

Руденко Н. И. и Василевский М. М. Упрощенный способ определения удельных весов минералов. Зап. Всесоюз. минер. об-ва, ч. 86, вып. 1, 1957.

Рудник В. А. К развитию представлений о скарнообразовании. Минер. сб. № 2, мат-лы ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 45, 1961.

Рудник В. А. Определение количественного изменения вещества при метасоматических процессах. Зап. Всесоюз. минер. об-ва, ч. 91, вып. 6, 1962.

Рудник В. А. О балансе вещества при метасоматических процессах. Изв. Высш. учебн. завед., сер. геол. и разв., № 2, 1964.

Рудник В. А. и Алексеев Л. М. О проявлении метаморфизма в зонах глубинных разломов на примере хребта Джагды-Тукурингра. В кн.: «Глубинные разломы». Изд-во «Недра», М., 1964.

Рудник В. А. Атомно-объемный метод в применении к метасоматическому минерало- и пороодообразованию. Изд-во «Недра», М.—Л., 1966.

Рудник В. А. Методы определения количественного изменения вещества при метасоматозе. В кн.: «Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании». Изд-во «Недра», М., 1966.

Рудник В. А. Основные допущения и ограничительные условия теоретического моделирования метасоматических процессов. В кн.: «Мат-лы ко второй конференции по околорудному метасоматизму». ОНТИ-ВСЕГЕИ, Л., 1966.

Рудник В. А. Раннедокембрийская гранитизация и ее связь с тектоническим развитием Алданского щита. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 135. Изд-во «Недра», Л., 1967.

Рудник В. А. Химизм анатектической гранитизации в пределах хребта Джагды-Тукурингра (Дальний Восток). В кн.: «Докембрий восточных районов СССР». Вып. 2. Тр. ВСЕГЕИ, т. 122, Изд-во «Недра», Л., 1967.

Рудник В. А., Терентьев В. М. Щелочные метасоматиты зон региональных разломов — новый тип околорудных измененных пород. В кн.: «Мат-лы ко второй конференции по околорудному метасоматизму». ОНТИ-ВСЕГЕИ, Л., 1966.

Сарманов О. В. и Вистелиус А. Б. О корреляции между процентными величинами. Докл. АН СССР, т. 126, № 1, 1959.

Саухов А. А. Геохимия. Госгеолиздат, М., 1951.

Сахаров А. С. К вопросу о пересчете результатов химических анализов горных пород. Мат-лы по минерал. Кольского п-ова, т. 1, Кировск, 1959.

Славская А. И. Околорудные изменения некоторых месторождений Закарпатья. Изд. АН УССР, 1957.

Смирнов С. С. О современном состоянии теории образования магматогенных рудных месторождений. Зап. Всерос. минер. об-ва, ч. 76, вып. 1, 1947.

Сперанская И. М. Петрохимические типы меловых лав в различных тектонических районах Охотского побережья. В кн.: «Петрохим. особен. молодых вулканов». Изд. АН СССР, М., 1962.

Справочник по физике. Физматгиз, М., 1963.

Стрелянов Н. П. К методике определения пористости и структуры порового пространства несупущих горных пород. «Геол. рудн. м-ний», 1962, № 5.

Сургай В. Т. Околорудные изменения вмещающих пород как поисковый признак сурьмяно-ртутных месторождений Киргизии. Тр. Ин-та геолог. АН Кирг. ССР, вып. 9, 1957.

Таблицы вычисления процентов. Госстатиздат, М., 1955.

Требин Г. В. Фильтрация жидкостей и газов в пористых средах. Гостоптехиздат, М., 1959.

Трегер В. Е. Таблицы для оптического определения пороодообразующих минералов. Госгеолтехиздат, М., 1958.

Томпсон Дж. Б. Термодинамические основы теории минеральных фаций. Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. Изд-во иностр. лит., 1963.

Тугаринов А. И. О причинах формирования рудных провинций. В кн.: «Химия земной коры», т. 1. Изд. АН СССР, М., 1963.

Федоров Е. С. Об изучении химизма минералов и горных пород. Зап. Минер. об-ва, т. 37, 1899.

Федоров Е. С. Естественная классификация и символизация химических составов изверженных горных пород. Зап. Минер. об-ва, т. 38, 1900.

Ферсман А. Е. Геохимия, т. I. Госхимтехиздат, Л., 1933.

Ферсман А. Е. Геохимия, т. II. ОНТИ, Химтеоретиздат, Л., 1934.

Ферсман А. Е. Геохимия, т. II, ОНТИ, Химтеоретиздат, Л., 1937.

Хамбрабаев И. X. Магматизм и поствагматические процессы в Западном Узбекистане. Изд. АН Узб. ССР, Ташкент, 1958.

Холмов Г. В. Шерловогорское вольфрамовое месторождение. Изв. Геол. ком., № 10, 1929.

Чайка Л. А. О взаимосвязи химизма и физических свойств горных пород. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1965.

Чейз Ф. Количественный минералогический анализ шлифов под микроскопом. Изд-во иностр. лит., 1963.

Чернов В. И., Лин Н. Г. Практическое руководство по петрографическому изучению магматических пород под микроскопом. Росвузиздат, Ростов, 1963.

Четвериков С. Д. Руководство к петрохимическим пересчетам. Госгеолтехиздат, М., 1956.

Четвериков С. Д. Добавления к методу пересчета состава магматических горных пород Е. А. Кузнецова. Вестн. МГУ, сер. 4, геол., № 1, 1962.

Чирвинский П. Н. Средний химический состав главных минералов изверженных метаморфических и осадочных пород. Изд. Харьковского гос. ун-та, 1953.

Шашкина В. П. К методике пересчета результатов химического анализа некоторых силикатов. Сообщ. Дальневост. филиала (Сиб. отд. АН СССР), вып. 20, 1963.

Штрунц Х. Минералогические таблицы. Госгеолтехиздат, М., 1962.

Щерба Г. Н. Заметка о грейзенах Казахстана. Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., вып. 11, 1949.

Щербина В. В. О форме нахождения химических элементов в магматическом расплаве. В кн.: «Вопросы минералогии и петрографии», т. I. Изд. АН СССР, М., 1953.

Щербина В. В. Формы переноса химических элементов в процессе мине-

ралообразования и условия их концентрации. В кн.: «Вопросы геохимии и минералогии», т. II. Изд. АН СССР, М., 1955.

Янишевский Е. М., Григорьев С. В., Баранов Э. Н., Вертепов Г. И., Каблуков А. Д. Эндогенные ореолы рассеяния некоторых гидротермальных месторождений. Геогелтехиздат, М., 1963.

Яковлев К. П. Математическая обработка опытных данных. Гос. изд. техн.-теор. лит., М., 1950.

Ames L. L. Anion metasomatic replacement reactions. *Econ. Geol.*, v. 56, No 3, 1961.

Ames L. L. Cation metasomatic replacement reactions. *Econ. Geol.*, v. 56, No 6, 1961.

Ames L. L. Volume relationships during replacement reactions. *Econ. Geol.*, v. 56, No 8, 1961.

Barth T. F. W. The niceliferous Iveland—Eve amphibolite, Norges geol. unders. No 168a, 1947.

Barth T. F. W. Oxygen in Rocks: a basis for petrographic Calculations. *J. Geol. Chicago*, v. 56, No 1, 1948 (Русский перевод. Всесоюз. геол. библ., вып. 178, 1949).

Barth T. F. W. Presentation of rock analyses. *J. Geol. Chicago*, v. 63, No 4, 1955 (Русский перевод. Новости зарубежной геологии, ОНТИ ВСЕГЕИ, 1958, 9, Л.).

Barth T. E. W. Principles of classification and norm calculations of metamorphic rocks. *J. Geol.*, Chicago, v. 67, No 2.

Barth T. E. W. A final proposal for calculating the mesonorm of metamorphic rocks. *J. Geol.*, Chicago, v. 70, No 40.

Becke F. Über Mineralbestand und Structur der Kristallinischen Schiefer. *Acad. Wiss. Viluna, Denkschr., Math.—Naturw. Kl.* 75, 1913.

Брајникoв В. Les rapports numeriques et volumiques de l'Oxygene dans les mineraux et les roches. Instituto de Tecnologia Industrial, Minas Gerais, Bol. 8, 1949 (по работе Poldervaart, 1953).

Bucher W. H. Fossils in metamorphic rocks; A review. *Bull. Geol. Soc. Am.*, v. 64, No 3, 1953.

Burbank, W. S. Geology and ore deposits of the Bonanza mining district, Colorado. Prof. paper Geol. Surv. U. S. A., No 169, 1932.

Butler B. S. Geology and ore deposits of the San Francisco-Utah. Prof. paper Geol. Surv. U. S. A., No 80, 1913.

Butler B. S. and Vanderwilt J. The Climax Molybdenum deposit Colorado. Bull. 846—c, Geol. Surv. Un. St. Depart., Washington, 1933.

Chayes F. A. On Correlation between Variables of Constant Sum. *J. Geophys. Res.*, v. 65, No 12, 1949.

Chayes F. A. On ration correlation in petrography. *J. Geol.*, Chicago, v. 57, No 3, 1949.

Chayes F. A. Numerical correlation and petrographic variation. *J. Geol.*, Chicago, v. 70, No 4, 1962.

Chayes F. A. On pyroxene molecules in the CIPW norm. *Geol. mag.*, v. 100, No 1, 1963.

Clapp Ch. Alunite and pyrophyllite in triassic and Jurassic volcanics at Kyuqnot Sound British Columbia. *Econ. Geol.*, v. 9, No 1, 1915.

Cross W., Iddings J., Pirsson L., Washington H. S. A quantitative chemico-mineralogical classification and nomenclature of igneous rocks. *J. Geol.*, Chicago, v. 10, 1902 (из книги Заварицкого, 1952).

Cross W., Iddings J. P., Pirsson J. V., Washington H. S. Quantitative classification of igneous rocks. Based on chemical and mineral characters, with a systematic nomenclature. Chicago, 1903.

Currier L. W. Origin of the bedding replacement deposits of fluor spar in the Illinois field. *Econ. Geol.*, v. 32, No 2, 1937.

Davi W. M. Ore deposition in the Boluvian tinsilver deposits. *Econ. Geol.*, v. 15, No 6, 1920.

Deer W. A. Howie R. A., Zussman J. Rock-forming minerals, v. 1—5, Longmans, 1963.

Ellis J. The Marievale granophyre — a metamorphic rock. *Geol. Soc. South Africa Trans.* 1947, v. 50, 1948.

Fairbairn H. W. Packing in ionic minerals. *Bull. Geol. Soc. Am.*, v. 54, No 9, 1943.

Fairbairn H. W. and others. A cooperative investigation of precision and accuracy in chemical, spectrochemical and modal analysis of silicate rocks. *Bull. Geol. Surv.*, 980, 1951.

Falconer M. A. The Geology of the Plateau Tin Fields. *Geol. Surv. Nigeria, Bull.* 1, 1921.

Fairbairn H. W., Schairer J. E. A test of the accuracy of chemical analysis of silicate rocks. *Am. Min. v.* 37, No 9—10, 1953.

Gillerman E. Geology and fluor spar deposits of the Eagle Mountain, Texas, U.S. Geol. Surv. Bull., 987, 1953.

«Geochemic al Table of the elements». *Bull. Geol. Soc. Am.*, v. 70, 1959.

Hommel W. Grundzüge der systematischen Petrographie auf genetischer Grundlage. Bd. I, Das System. Berlin. 1919.

Irving J. D. Replacement ore-bodies and the criteria for their recognition. *Econ. Geol.*, v. 6, No 6—7, 1911.

Johnson K. S. Cipw flow chart. *Oklahoma geol. notes*, v. 22, No 6, 1952.

Joplin G. A. The granitization process and its limitations as exemplified in certain parts of New South Wales. *Geol. Mag.*, v. 89, No 1, 1952.

Ke-Chin-Hsu Tungsten deposits of Suthern Kiangsi, China. *Econ. Geol.*, v. 36, No 6, 1943.

Lindgren W. Volume changes in metamorphism. *J. Geol.*, Chicago, v. 26, No 6, 1912.

Lindgren W. Mineral deposits. Third Edition, New York, 1925.

Loper V. M. The primary Mineralisation at Chuquicawata, Chile. *Econ. Geol.*, v. 32, No 6, 1939.

Michel-Levy A. Note sur la classification des magmas des roches eruptives. *Bull. Soc. geol. de France*, 3 ser. 1897 (из книги Заварицкого, 1952).

Niggli P. Petrographische Provinzen der Schweiz. Vierteljahresschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich. Bd. 64, Hf. 1—2, 1919.

Niggli P. Gesteins- und Mineralprovinzen. Bd. I. Berlin, 1923.

Niggli P. Die Magmentypen. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 16 (1936). (из книги Заварицкого, 1952).

Niggli P. Ueber Molekularnormen zur Gesteinsberechnung. Schweiz. Miner. und Petrogr. Mitt. Bd. 16, Hf. 2. 1936.

Osann A. Versuch einer chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine. *Tscherm. Min.—Petr. Mitt.* XIX—XXII. (1899—1903) (из книги Заварицкого, 1952).

Osann A. Petrochemische Untersuchungen. Abh. Akad. Wiss. Heidelberg. Mat.—Nat. Kl., Abh. 2. 1913.

Osann A. Der chemische Faktor in einer natürlichen Klassifikation der Eruptivgestein. I u II. Abn. Akad. Wiss. Heidelberg, Mat.—Nat. Kl., Abh. 8 u 9, 1919—1920.

Perrin R. Sur le metamorphisme. *Acad. sci. Paris Comptes Rendus*, v. 198, 1934, p. 2006. (из книги Польдерваарта, Poldervaart, 1953).

Perrin R. Le metamorphisme generateur de plissement. *Ann. des mines. Mem.*, v. 8, 1935 (из книги Польдерваарта, Poldervaart, 1963).

Perrin R. and Roubault M. Note sur la mecanisme du metamorphisme. *Bull. Soc. geol. France*, ser. 5, t. 16, No 1—3, 1946.

Perrin R. L'oxygene en les calculs petrographiques, une discussion. *J. Geol.*, Chicago, v. 58, 1950.

Peterson N. P., Gilbert C. M., Quick G. L. Hydrothermal alteration in the Castle Dome copper deposits. *Arizona. Econ. Geol.*, v. 41, N 8, 1946.

Poldervaart A. Petrological calculations in metasomatic processes. *Amer. J. Sci.*, v. 251, N 7, 1953. (Русский перевод. Новости зарубежной геологии, ОНТИ ВСЕГЕИ, 1958, 9, Л.).

Ransome F. L. The saociation of Alunite with Gold in Goldfield Nevada. *Econ. Geol.*, v. 2, 1907.

Reynolds D. L. The south-western end of the Newry Igneous Complex.

A contribution towards the petrogenesis of the granofiorites. Geol. London Quart. Journ., v. 99, 1943.

Rosenquist I. Th. The distribution of oxygen in the lithosphere and oxygen rocks; a basis for petrographic calculations. A discussion. J. Geol., Chicago, v. 57, 1949.

Roth J. Die Gesteinsanalysen in tabellarischer Uebersicht und mit Kritischer Erläuterung. Berlin. 1861.

Shouten C. Structures and textures of synthetic replacemnts on «Onen Space». Econ. Geol., v. 29, 1934.

Schwartz G. M. Hydrothermal alteration of igneous rocks. Bull. Geol. Soc. Am., v. 50, No 2, 1939.

Vistalius A. B. and Sarmonov O. V. On the correlation between percentage values: major component correlation in ferromagnesium micas. J. Geol., Chicago, v. 69, No. 2, 1961.

Umpleby J. B. Geology and ore deposits of Mackay region, Idano, Geol. Surv. Prof. Pap. USA, No 97, 1917.

Washington H. S. Chemical Analyses of igneous Rocks. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., No 99, 1917.

Wolfe F. Die Prinzipien einer quantitativen Klassifikation der Eruptigesteinen, insbesondere der jungen Egresszesteine. Geol. Rundschau, Nr 13, 1922.

Приложения

ТАБЛИЦЫ ДЛЯ ВЫЧИСЛЕНИЯ ЧИСЛА АТОМОВ И ВНУТРЕННЕЙ ЭНЕРГИИ ПОРОД

Таблицы приложения I рассчитаны для 17 главнейших породообразующих элементов и окислов элементов для значений величины объемного (d_v) или удельного (δ) веса пород от 2,43 до 3,10. Таблицы расположены в порядке увеличения объемного (удельного) веса, значение которого приведено над таблицей в правом верхнем углу. В верхней первой строке указаны элементы, для которых находятся содержания атомов согласно величине процентного содержания окислов или элементов. Во второй строке указаны химические компоненты, весовые проценты которых приведены в левой колонке и для которых рассчитана величина внутренней энергии.

Таблицы составлены для содержаний химических компонентов в весовых процентах окислов или элементов от 1 до 9% с шагом в 1% (левая колонка) и значений объемных или удельных весов с шагом в 0,01 г/см³. Но настоящие таблицы позволяют находить содержания атомов элементов (N_i^v и F_i^v) и величину внутренней энергии в стандартном объеме пород при любых значениях весовых процентных содержаний химических компонентов и значениях объемного (удельного) веса пород. В таблицах каждой величине весового процентного содержания соответствует две строки значащих цифр, в верхней указано количество атомов катиона в окисле или аниона (для S и F) в стандартном объеме породы в 10 000 Å³, а в нижней — величина внутренней энергии данного окисла или аниона (для S и F) в ккал/см³.

Приемы работы с таблицами приложения I иллюстрируются следующими примерами.

Пример 1. Весовое процентное содержание Si₂O в пробе составляет 77,46%, а удельный вес породы $\delta = 2,73$, объемный вес породы $d_v = 2,68$.

Открываем таблицу с $d_v = 2,68$. Находим в графе SiO₂

для 70% $N = 188,07$

для 7% $N = 18,807$

для 0,4% $N = 1,0746$

для 0,06% $N = 0,1612$

для 77,46% SiO₂— $N = 208,11280 \approx 208,1$ атомов Si.

Для нахождения содержания атомов кислорода необходимо количество атомов кремния умножить на 2, так как в формуле SiO₂ на один атом кремния приходится 2 атома кислорода. Таким образом, $N_o = 416,2$.

Для нахождения интрамильного содержания вещества используется значение удельного веса, а все операции аналогичны рассмотренным. И лишь полученный окончательный результат, равный 211,9969 \approx 212,0, уменьшается в 10 раз, так как расчеты в этом случае ведутся на объем в 1000 Å³. Таким образом, получаем $F_{Si} = 21,20$ и $F_o = 42,40$.

Пример 2. Весовое процентное содержание SiO₂ в пробе составляет 36,95%, а величина объемного веса $d_v = 3,26$. В приложении I нет таблиц с величиной объемного веса 3,26. Поэтому раскладываем его значение на две составляющие величины: $d_v = 3,26 = 3,0 + 0,26$ и находим количество атомов соответственно для каждого из объемных весов.

$d_v = 3,20$

для 30,00% $N = 90,226$

для 6,00% $N = 18,045$

для 0,90% $N = 2,7067$

для 0,05% $N = 0,1504$

$d_v = 2,6$
 для 30,00% $N = 78,195$
 для 6,00% $N = 15,639$
 для 0,90% $N = 2,3458$
 для 0,05% $N = 0,13032$

для 36,95% $N = 111,1281 \approx 111,3$ при $d_v = 3,00$, а
 при $d_v = 0,26$ $N = 9,63$

Суммарное значение количества атомов будет: $N_{S1} = 111,13 + 9,63 = 120,76 \approx 121$. $N_O = 242$.

Подобным же образом с помощью таблиц приложения 1 находится и величина внутренней энергии пород. Так, для первого примера для 77,46% SiO_2 величина U_v находится следующим образом:

для 70,00% $U = 83,152$
 для 7,00% $U = 8,3152$
 для 0,40% $U = 0,47515$
 для 0,06% $U = 0,071273$
 для 77,46% $U = 92,013623 \approx 92,0$.

Так как в породах весовые содержания окислов, кроме SiO_2 , представлены в подавляющем числе случаев процентами, десятыми и сотыми долями процентов, то общее количество операций, как правило, не превышает двух-трех.

В тех случаях, когда в приложении 1 нет таблиц с нужным удельным (объемным) весом, расчет числа атомов может быть проведен с помощью переходных коэффициентов \mathfrak{K}_i и \mathfrak{K}_o (см. табл. 1 прилож. 1)

В этом случае количество атомов элемента i в геометрическом объеме породы, т. е. с учетом ее пористости, будет находиться по формулам:

$$N_i^v = P_i \cdot d_v \cdot \mathfrak{K}_i;$$

$$N_i^v = P_o^i \cdot d_v \cdot \mathfrak{K}_o,$$

а величина интрамильного содержания элемента i может быть определена с помощью формул:

$$F_i^v = 0,1 \cdot P_i \cdot \delta \cdot \mathfrak{K}_i; F_i^v = 0,1 \cdot P_o^i \cdot \delta \cdot \mathfrak{K}_o,$$

где N_i^v — количество атомов элемента i в геометрическом объеме породы в $10\,000 \text{ \AA}^3$;

F_i^v — интрамильное содержание элемента i в стандартном объеме массы вещества породы в 1000 \AA^3 ;

P_i и P_o^i — весовое процентное содержание соответственно элемента i и окисла с элементом i ;

d_v — объемный вес породы;

δ — удельный вес породы;

\mathfrak{K}_i и \mathfrak{K}_o — переходные коэффициенты соответственно для случая выражения содержания веществ в элементарной и окисной форме.

Рассчитанные значения коэффициента R

Элемент	R_i	Элемент	R_i	Элемент	R_i	Окисел	R_o	Окисел	R_o
Al	2,233	K	1,541	Ta	0,333	Al_2O_3	1,182	Na_2O	1,944
Ag	0,558	La	0,434	Th	0,260	B_2O_3	1,730	Ni_2O_3	0,728
As	0,804	Li	8,682	Ti	1,258	BaO	0,393	P_2O_5	0,849
Au	0,306	Mn	1,096	U	0,253	BeO	2,409	Pb_2O	0,644
B	5,572	Mg	2,478	V	1,183	CO_2	1,369	SO_3	0,752
Ba	0,439	Mo	0,628	W	0,328	CaO	1,074	Sb_2O_3	0,413
Be	6,684	Na	2,620	Y	0,678	CuO	0,757	SiO_2	1,002
Bi	0,238	Ni	1,026	Zn	0,922	Cu_2O	0,842	SnO	0,447
C	5,016	P	1,945	Zr	0,660	Co_2O_3	0,726	SnO_2	0,400
Ca	1,503	Pb	0,261			Cr_2O_3	0,793	SrO	0,581
Ce	0,430	Pt	0,309			Fe_2O_3	0,754	ThO_2	0,228
Co	1,022	Ra	0,266			FeO	0,838	TiO_2	0,754
Cr	1,159	Rb	0,706			H_2O	6,688	UO_2	0,223
Cl	1,699	S	1,878			K_2O	1,279	UO_3	0,211
Cu	0,958	Sb	0,495			Li_2O	4,032	U_2O_3	0,199
F	3,171	Si	2,145			MgO	1,494		
Fe	1,079	Sn	0,508			MnO	0,849		
H	59,765	Sr	0,688			MoO_3	0,518		

При определении внутренней энергии пород, для которых объемный вес больше или меньше предусмотренного таблицами приложения 1, можно пользоваться приведенными ниже величинами коэффициента C и расчеты вести по формуле: $U_v = C \cdot P \cdot d$. Значения коэффициента C рассчитаны на основании величин внутренней энергии окислов колонки 2 в таблице 2. Однако, для сравнения мы приводим имеющиеся в литературе данные по Хьюгенсу (Huggins a Sun, 1944), найденные на основании электрохимической электроотрицательности А. Ф. Капустинского (Шеломов, 1964) и, наконец, экспериментальные данные.

В тех случаях, когда известен минеральный состав горных пород, правильнее пользоваться величинами внутренней энергии (энергии решеток) минералов, производя вычисления по формуле $U_o = C' \cdot P \cdot d$, где значение величины C' приведено в последней колонке таблицы 3.

Учитывая существующее мнение (Урусов, 1965) о предпочтительности использования величин теплот образования для оценки направленности геохимических процессов, мы приводим соответствующие величины $-\Delta H$ для наиболее распространенных минералов.

Таблица 2
Значения U (кал/моль) и коэффициента C для главных
породообразующих окислов

Окислы	Внутренняя энергия окислов				$C = 2,561 \frac{E}{M}$
	по Ферсману (1937)	по Huggins a Sun (1944)	по Шеломову (1964)	по экспериментальным данным	
SiO ₂	2994	3110	3226	3097	0,4432
TiO ₂	2945	—	2872	2943	0,3686
Al ₂ O ₃	3721	3586	3690	3618	0,3655
Fe ₂ O ₃	3829	—	3994	—	0,2397
FeO	940	919	942	964	0,1308
MnO	909	—	933	959	0,1282
MgO	935	912	925	940,1	0,2318
CaO	845	839	832	852,9	0,1507
BaO	743	—	—	747,0	0,0484
SrO	789	—	—	790,9	0,0754
PbO	819	—	—	—	0,0367
ZnO	960	—	—	970	0,1795
BeO	1076	—	—	1080	0,4303
Li ₂ O	679	—	—	693	0,2271
Na ₂ O	627	644	606	615	0,1012
K ₂ O	581	598	551	556,5	0,0617
H ₂ O ⁺	376	515	26	—	0,2091
P ₂ O ₅	9921	—	—	—	0,7000
Ta ₂ O ₅	—	—	—	—	0,2626
Nb ₂ O ₅	—	—	—	—	0,3367
SnO ₂	2817	—	—	2813	0,1870
WO ₃	6146	—	—	—	0,2651
B ₂ O ₃	4264	—	—	—	0,6123
Cl ⁻	64	—	—	—	0,0180
F ⁻	95	—	—	—	0,0499
SO ₃	6801	—	—	—	0,8494
S	294	—	—	—	0,0920
CO ₂	3919	—	—	4100	0,8905

Таблица 3
Теплоты образования и экспериментальные значения величин энергии
решеток некоторых силикатов и значения коэффициента C'
(по В. С. Урусову, 1965)

Название минерала	Химическая формула	$-\Delta H_{298}^0$	$-\Delta H_{298}^0$ (из окислов)	$U_{вв}$	U_0	$U_{C'}^{100M}$
Андалузит	Al ₂ SiO ₅	656,0	37,7	6 760	6 753	0,4172
Дистен	Al ₂ SiO ₅	656,2	37,9	6 760	6 753	0,4172
Силлиманит	Al ₂ SiO ₅	656,4	38,1	6 761	6 753	0,4173
Каолинит	Al ₂ O ₃ · 2SiO ₂ · 2H ₂ O	970,6	—	11 005	10 988	0,4262
Муллит	3Al ₂ O ₃ · 2SiO ₂	1832,0	—	17 254	17 235	0,4048
Ларнит	Ca ₂ SiO ₄	554,0	32,7	4 763	4 759	0,2765
Анортит	CaAl ₂ Si ₂ O ₈	1016,8	29,3	10 372	10 360	0,3723
Диопсид	CaMgSi ₂ O ₆	766,2	59,7	7 969	7 960	0,3678
Тремолит	Ca ₂ Mg ₅ Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂₂	2952,9	121,0	31 409	—	0,3222
Сфен	CaTiSiO ₅	621,3	26,2	6 799	—	0,3866
Фаялит	Fe ₂ SiO ₄	358,2	13,2	4 962	4 957	0,3466
Лейцит	KAlSi ₃ O ₈	728,3	49,7	8 341	—	0,2433
Ортоклаз	KAlSi ₃ O ₈	952,6	56,5	11 495	11 483	0,3821
F — флогопит	KMg ₃ AlSi ₃ O ₁₀ F ₂	1520,0	—	13 977	—	0,4132
Мусковит	KAl ₃ Si ₃ O ₁₀ (OH) ₂	1421,2	55,9	16 071	—	0,3340
Клиноэнстатит	MgSiO ₃	370,2	8,7	4 022	4 018	0,4139
Форстерит	Mg ₂ SiO ₄	520,5	15,1	4 933	4 927	0,4003
Серпентин	Mg ₃ Si ₂ O ₅ (OH) ₄	1042,9	39,7	10 974	—	0,3506
Тальк	Mg ₃ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂	1405,8	35,7	16 188	—	0,4236
Антофиллит	Mg ₇ Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂	2840,1	72,9	32 231	—	0,4268
Родонит	MnSiO ₃	314,7	5,1	4 010	4 006	0,4128
Нефелин	NaAlSiO ₄	503,7	36,3	5 247	5 241	0,3078
Жадит	NaAlSi ₂ O ₆	726,8	41,8	8 363	8 354	0,3393
Альбит	NaAlSi ₃ O ₈	944,9	42,3	11 473	11 461	0,5886
Кварц	SiO ₂	217,6	—	3 109	3 106	0,4376
Кристобалит	SiO ₂	217,2	3109,0	3 106	445	0,5175
Тридимит	SiO ₂	217,0	3109,0	3 106	445	0,5175

Вес % окисла	Si	Ti	Al	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	2,4361 1,0771	1,832 0,896	2,872 0,888	1,833 0,583	2,037 0,318	2,063 0,311	3,631 0,563	2,610 0,366	0,955 0,118	1,413 0,183
2	4,872 2,154	3,66 1,79	5,74 1,78	3,67 1,17	4,07 0,64	4,13 0,62	7,26 1,13	5,22 0,73	1,91 0,24	2,83 0,37
3	7,308 3,231	5,50 2,69	8,62 2,66	5,50 1,75	6,11 0,95	6,19 0,93	10,89 1,69	7,83 1,10	2,87 0,35	4,24 0,55
4	9,744 4,308	7,33 3,58	11,49 3,55	7,33 2,33	8,15 1,27	8,25 1,24	14,52 2,25	10,44 1,46	3,82 0,47	5,65 0,73
5	12,181 5,386	9,16 4,48	14,36 4,44	9,17 2,92	10,19 1,59	10,32 1,55	18,16 2,82	13,05 1,83	4,78 0,59	7,07 0,92
6	14,617 6,463	10,99 5,38	17,23 5,33	11,00 3,50	12,22 1,91	12,38 1,87	21,79 3,38	15,66 2,20	5,73 0,71	8,48 1,10
7	17,053 7,540	12,82 6,27	20,10 6,22	12,83 4,08	14,26 2,23	14,44 2,18	25,42 3,94	18,27 2,56	6,69 0,83	9,89 1,28
8	19,489 8,617	14,66 7,17	22,98 7,10	14,66 4,66	16,30 2,54	16,50 2,49	29,05 4,50	20,88 2,93	7,64 0,94	11,30 1,46
9	21,925 9,694	16,49 8,06	25,85 7,99	16,50 5,25	18,33 2,86	18,57 2,80	32,68 5,07	23,49 3,29	8,60 1,06	12,72 1,65

Na	K	Li	P	H	S	SO ₃	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂	
4,724 0,246	3,108 0,150	9,798 0,552	2,062 1,699	16,251 0,508	4,565 0,223	1,828 0,451	7,705 0,1212	4,204 1,488	3,326 2,164
9,45 0,49	6,22 0,30	19,60 1,10	4,12 3,40	32,50 1,02	9,13 0,45	3,66 0,90	15,41 0,242	8,41 2,98	6,65 4,33
14,17 0,74	9,32 0,45	29,39 1,66	6,19 5,10	48,75 1,52	13,70 0,67	5,48 1,35	23,12 0,364	12,61 4,46	9,98 6,49
18,90 0,98	12,43 0,60	39,19 2,21	8,25 6,80	65,00 2,03	18,26 0,89	7,31 1,89	30,82 0,485	16,82 5,95	13,30 8,66
23,62 1,23	15,54 0,75	48,99 2,76	10,31 8,50	81,26 2,54	22,83 1,12	9,14 2,26	38,53 0,606	21,02 7,44	16,63 10,82
28,34 1,48	18,65 0,90	58,79 3,31	12,37 10,19	97,51 3,05	27,39 1,34	10,97 2,71	46,23 0,727	25,22 8,93	19,96 12,98
33,07 1,72	21,76 1,05	68,59 3,85	14,43 11,89	113,76 3,56	31,96 1,56	12,80 3,16	53,94 0,848	29,43 10,42	23,28 15,15
37,79 1,97	24,86 1,20	78,38 4,42	16,50 13,59	130,01 4,06	36,52 1,78	14,62 3,61	61,64 0,970	33,63 11,90	26,61 17,31
42,52 2,21	27,97 1,35	88,18 4,97	18,56 15,29	146,26 4,57	41,09 2,01	16,45 4,06	69,35 1,091	37,84 13,39	29,93 19,48

Вес % окисла	Si	Ti	Al	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	2,4461 1,0815	1,840 0,899	2,883 0,892	1,841 0,585	2,046 0,319	2,072 0,313	3,646 0,566	2,621 0,368	0,958 0,1181	1,418 0,184
2	4,892 2,163	3,68 1,80	5,77 1,78	3,68 1,17	4,09 0,64	4,14 0,63	7,29 1,13	5,24 0,74	1,92 0,236	2,84 0,37
3	7,338 3,245	5,52 2,70	8,65 2,68	5,52 1,76	6,14 0,96	6,22 0,94	10,94 1,70	7,85 1,10	2,87 0,354	4,25 0,55
4	9,784 4,326	7,36 3,60	11,53 3,57	7,36 2,34	8,18 1,28	8,29 1,25	14,58 2,26	10,48 1,47	3,83 0,472	5,67 0,74
5	12,231 5,408	9,20 4,50	14,42 4,46	9,21 2,93	10,23 1,60	10,36 1,57	18,23 2,83	13,11 1,84	4,79 0,591	7,09 0,92
6	14,677 6,489	11,04 5,39	17,30 5,35	11,05 3,51	12,28 1,91	12,43 1,88	21,88 3,40	15,73 2,21	5,75 0,709	8,51 1,10
7	17,123 7,571	12,88 6,29	20,18 6,24	12,89 4,10	14,32 2,23	14,50 2,19	25,52 3,96	18,35 2,58	6,71 0,827	9,93 1,29
8	19,569 8,652	14,72 7,19	23,06 7,14	14,73 4,68	16,37 2,55	16,58 2,50	29,17 4,53	20,97 2,94	7,66 0,945	11,34 1,47
9	22,015 9,734	16,56 8,09	25,95 8,03	16,57 5,27	18,41 2,87	18,65 2,82	32,81 5,09	23,59 3,31	8,62 1,063	12,76 1,66

Na	K	Li	P	H	S	SO ₃	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
4,743 0,247	3,121 0,151	9,839 0,554	2,071 1,706	16,318 0,510	4,583 0,224	1,836 0,453	7,736 0,122	4,221 1,494	3,340 2,172
9,49 0,49	6,24 0,30	19,68 1,11	4,14 3,41	32,64 1,02	9,17 0,45	3,67 0,91	15,47 0,24	8,44 2,99	6,68 4,34
14,23 0,74	9,36 0,45	29,52 1,66	6,21 5,12	48,95 1,53	13,75 0,67	5,51 1,36	23,21 0,37	12,66 4,48	10,02 6,52
18,97 0,99	12,48 0,60	39,36 2,22	8,28 6,82	65,27 2,04	18,33 0,90	7,34 1,81	30,94 0,49	16,88 5,98	13,36 8,69
23,72 1,24	15,61 0,76	49,20 2,77	10,36 8,53	81,59 2,55	22,92 1,12	9,18 2,27	38,68 0,61	21,11 7,47	16,70 10,86
28,46 1,48	18,73 0,91	59,03 3,32	12,43 10,24	97,91 3,06	27,50 1,34	11,02 2,72	46,42 0,73	25,33 8,96	20,04 13,03
33,20 1,73	21,85 1,06	68,87 3,88	14,50 11,94	114,23 3,57	32,08 1,57	12,85 3,17	54,15 0,85	29,55 10,46	23,38 15,20
37,94 1,98	24,97 1,21	78,71 4,43	16,57 13,65	130,54 4,08	36,66 1,79	14,69 3,62	61,89 0,98	33,77 11,95	26,72 17,38
42,69 2,22	28,09 1,36	88,55 4,99	18,64 15,35	146,86 4,59	41,25 2,02	16,52 4,08	69,62 1,10	37,99 13,45	30,06 19,55

$$d_v(\delta) = 2,45$$

Вес. % окисла	Si	Ti	Al	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	2,4561 1,0859	1,847 0,903	2,895 0,895	1,848 0,587	2,054 0,320	2,080 0,314	3,660 0,568	2,632 0,369	0,962 0,119	1,424 0,185
2	4,912 2,172	3,69 1,81	5,79 1,79	3,70 1,17	4,11 0,64	4,16 0,63	7,32 1,14	5,26 0,74	1,92 0,24	2,85 0,37
3	7,368 3,258	5,54 2,71	8,69 2,69	5,54 1,76	6,16 0,96	6,24 0,94	10,98 1,70	7,90 1,11	2,89 0,36	4,27 0,56
4	9,824 4,344	7,39 3,61	11,58 3,58	7,39 2,35	8,22 1,28	8,32 1,26	14,64 2,27	10,53 1,48	3,85 0,48	5,70 0,74
5	12,281 5,430	9,24 4,52	14,48 4,48	9,24 2,94	10,27 1,60	10,40 1,57	18,30 2,84	13,16 1,85	4,81 0,60	7,12 0,93
6	14,737 6,515	11,08 5,42	17,37 5,37	11,09 3,52	12,32 1,92	12,48 1,88	21,96 3,41	15,79 2,21	5,77 0,71	8,54 1,11
7	17,193 7,601	12,93 6,32	20,27 6,27	12,94 4,11	14,38 2,24	14,56 2,20	25,62 3,98	18,42 2,58	6,73 0,83	9,97 1,30
8	19,649 8,687	14,78 7,22	23,16 7,16	14,78 4,70	16,43 2,56	16,64 2,51	29,28 4,54	21,06 2,95	7,70 0,95	11,39 1,48
9	22,105 9,773	16,62 8,13	26,06 8,06	16,63 5,28	18,49 2,88	18,72 2,83	32,94 5,11	23,69 3,32	8,66 1,07	12,82 1,67

Na	K	Li	P	H	S	SO ₃	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
4,763 0,248	3,134 0,1512	9,879 0,556	2,079 1,713	16,384 0,512	4,602 0,225	1,843 0,454	7,768 0,1222	4,239 1,500	3,354 2,181
9,53 0,50	6,27 0,302	19,76 1,11	4,16 3,43	32,77 1,02	9,20 0,45	3,69 0,91	15,54 0,244	8,48 3,00	6,71 4,36
14,29 0,74	9,40 0,454	29,64 1,67	6,24 5,14	49,15 1,54	13,81 0,68	5,53 1,36	23,30 0,367	12,72 4,50	10,06 6,54
19,05 0,99	12,54 0,605	39,52 2,22	8,32 6,85	65,54 2,05	18,41 0,90	7,37 1,82	31,07 0,489	16,96 6,00	13,42 8,72
23,82 1,24	15,67 0,756	49,40 2,78	10,40 8,57	81,92 2,56	23,01 1,13	9,22 2,27	38,84 0,611	21,20 7,50	16,77 10,91
28,58 1,49	18,80 0,907	59,27 3,34	12,47 10,28	98,30 3,07	27,61 1,35	11,06 2,72	46,61 0,733	25,43 9,00	20,12 13,09
33,34 1,74	21,94 1,058	69,15 3,89	14,55 11,99	114,69 3,58	32,21 1,58	12,90 3,18	54,38 0,855	29,67 10,10	23,48 15,27
38,10 1,98	25,07 1,210	79,03 4,45	16,63 13,70	131,07 4,10	36,82 1,80	14,74 3,63	62,14 0,978	33,91 12,00	26,83 17,45
42,87 2,23	28,21 1,361	88,91 5,00	18,71 15,42	147,46 4,61	41,42 2,03	16,59 4,09	69,91 1,100	38,15 13,50	30,19 19,63

$$d_v(\delta) = 2,46$$

Вес. % окисла	Si	Ti	Al	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	2,4661 1,0904	1,855 0,907	2,907 0,809	1,856 0,590	2,062 0,322	2,089 0,315	3,675 0,570	2,643 0,371	0,966 0,1191	1,430 0,1854
2	4,932 2,181	3,71 1,81	5,81 1,80	3,71 1,18	4,12 0,64	4,18 0,63	7,35 1,14	5,29 0,74	1,93 0,238	2,86 0,371
3	7,398 3,271	5,57 2,72	8,72 2,70	5,57 1,77	6,19 0,97	6,27 0,95	11,03 1,71	7,93 1,11	2,90 0,357	4,29 0,556
4	9,864 4,362	7,42 3,63	11,63 3,60	7,42 2,36	8,25 1,29	8,36 1,26	14,70 2,28	10,57 1,48	3,86 0,476	5,72 0,742
5	12,331 5,452	9,28 4,54	14,54 4,50	9,28 2,95	10,31 1,61	10,45 1,58	18,38 2,85	13,22 1,85	4,83 0,596	7,15 0,927
6	14,797 6,542	11,13 5,44	17,44 5,39	11,14 3,54	12,37 1,93	12,53 1,89	22,05 3,42	15,85 2,23	5,80 0,715	8,58 1,112
7	17,263 7,633	12,99 6,35	20,35 6,29	12,99 4,13	14,43 2,25	14,62 2,21	25,73 3,99	18,50 2,60	6,76 0,834	10,01 1,298
8	19,729 8,723	14,81 7,26	23,26 7,19	14,85 4,72	16,50 2,58	16,71 2,52	29,40 4,56	21,14 2,97	7,73 0,953	11,44 1,483
9	22,195 9,814	16,70 8,16	26,16 8,09	16,70 5,31	18,56 2,90	18,80 2,84	33,08 5,13	23,79 3,34	8,69 1,072	12,87 1,669

Na	K	Li	P	H	S	SO ₃	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
4,782 0,249	3,146 0,152	9,919 0,559	2,088 1,720	16,451 0,514	4,621 0,226	1,851 0,456	7,800 0,123	4,256 1,506	3,367 2,190
9,56 0,50	6,29 0,30	19,84 1,12	4,18 3,44	32,90 1,03	9,24 0,45	3,70 0,91	15,60 0,25	8,51 3,01	6,73 4,38
14,35 0,75	9,44 0,46	29,76 1,68	6,26 5,16	49,35 1,54	13,86 0,68	5,55 1,37	23,40 0,37	12,77 4,52	10,10 6,57
19,13 1,00	12,58 0,61	39,68 2,24	8,35 6,88	65,80 2,06	18,48 0,90	7,40 1,82	31,20 0,49	17,02 6,02	13,47 8,76
23,91 1,25	15,73 0,76	49,60 2,80	10,44 8,60	82,26 2,57	23,11 1,13	9,26 2,28	39,00 0,62	21,28 7,53	16,84 10,95
28,69 1,49	18,88 0,91	59,51 3,35	12,53 10,22	98,71 3,08	27,73 1,36	11,11 2,74	46,80 0,74	25,54 9,04	20,20 13,14
33,47 1,74	22,02 1,06	69,43 3,91	14,62 12,04	115,16 3,60	32,35 1,58	12,96 3,19	54,60 0,86	29,79 10,54	23,57 15,33
38,26 1,99	25,17 1,22	79,35 4,47	16,70 13,76	131,61 4,11	36,97 1,81	14,81 3,65	62,40 0,98	34,05 12,05	26,94 17,52
43,04 2,24	28,31 1,37	89,27 5,03	18,79 15,48	148,06 4,63	41,59 2,03	16,66 4,10	70,20 1,11	38,30 13,55	30,30 19,71

Вес. % окисла	Si	Ti	Al	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	2,4762 1,0948	1,862 0,910	2,919 0,903	1,853 0,592	2,071 0,323	2,097 0,317	3,690 0,573	2,653 0,372	0,970 0,120	1,436 0,186
2	4,952 2,190	3,72 1,82	5,84 1,81	3,73 1,18	4,14 0,65	4,19 0,63	7,38 1,15	5,31 0,74	1,94 0,24	2,87 0,37
3	7,429 3,284	5,59 2,73	8,76 2,71	5,59 1,78	6,21 0,97	6,29 0,95	11,07 1,72	7,96 1,12	2,91 0,36	4,31 0,56
4	9,905 4,379	7,45 3,64	11,68 3,61	7,45 2,37	8,28 1,29	8,39 1,27	14,76 2,29	10,61 1,49	3,88 0,48	5,74 0,74
5	12,381 5,474	9,31 4,55	14,60 4,52	9,32 2,96	10,36 1,62	10,49 1,59	18,45 2,87	13,27 1,86	4,85 0,60	7,18 0,93
6	14,857 6,569	11,17 5,46	17,51 5,42	11,18 3,55	12,43 1,94	12,58 1,90	22,14 3,44	15,92 2,23	5,82 0,72	8,62 1,12
7	17,333 7,664	13,03 6,37	20,43 6,32	13,04 4,14	14,50 2,26	14,68 2,22	25,83 4,01	18,57 2,60	6,79 0,84	10,05 1,30
8	19,810 8,758	14,90 7,28	23,35 7,22	14,90 4,74	16,57 2,58	16,78 2,54	29,52 4,58	21,22 2,98	7,76 0,96	11,49 1,49
9	22,286 9,853	16,76 8,19	26,27 8,13	16,77 5,33	18,64 2,91	18,87 2,85	33,21 5,16	23,88 3,35	8,73 1,08	12,92 1,67

Na	K	Li	P	H	S	SO ₃	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
4,801 0,250	3,159 0,152	9,960 0,561	2,096 1,727	16,518 0,516	4,640 0,227	1,858 0,458	7,831 0,1232	4,273 1,512	3,381 2,199
9,60 0,50	6,32 0,305	19,92 1,12	4,19 3,45	33,04 1,03	9,28 0,45	3,72 0,92	15,66 0,246	8,55 3,02	6,76 4,40
14,40 0,75	9,48 0,457	29,88 1,68	6,29 5,18	49,55 1,55	13,92 0,68	5,57 1,37	23,49 0,370	12,82 4,54	10,14 6,60
19,20 1,00	12,64 0,610	39,84 2,24	8,38 6,91	66,07 2,06	18,56 0,91	7,43 1,83	31,32 0,493	17,09 6,05	13,52 8,80
24,01 1,25	15,80 0,762	49,80 2,81	10,48 8,64	82,58 2,58	23,20 1,14	9,29 2,29	39,16 0,616	21,37 7,56	16,91 11,00
28,81 1,50	18,95 0,914	59,76 3,37	12,58 10,36	99,11 3,10	27,84 1,36	11,15 2,75	46,99 0,739	25,64 9,07	20,29 13,19
33,61 1,75	22,11 1,067	69,72 3,93	14,67 12,09	115,63 3,61	32,48 1,59	13,01 3,21	54,82 0,862	29,91 10,58	23,67 15,39
38,41 2,00	25,27 1,219	79,68 4,49	16,77 13,82	132,14 4,13	37,12 1,82	14,86 3,66	62,45 0,986	34,18 12,10	27,05 17,59
43,21 2,25	28,43 1,372	89,64 5,05	18,86 15,54	148,66 4,64	41,76 2,04	16,72 4,12	70,48 1,109	38,46 13,61	30,43 19,79

Вес. % окисла	Si	Ti	Al	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	2,4862 1,099	1,870 0,914	2,931 0,906	1,871 0,595	2,079 0,324	2,106 0,318	3,705 0,575	2,664 0,374	0,974 0,1201	1,442 0,187
2	4,972 2,198	3,74 1,83	5,86 1,81	3,74 1,19	4,16 0,65	4,21 0,64	7,41 1,15	5,33 0,75	1,95 0,240	2,88 0,37
3	7,459 3,298	5,61 2,74	8,79 2,72	5,61 1,79	6,24 0,97	6,32 0,95	11,12 1,73	7,99 1,12	2,92 0,360	4,33 0,56
4	9,945 4,397	7,48 3,66	11,72 3,62	7,48 2,38	8,32 1,30	8,42 1,27	14,82 2,30	10,66 1,50	3,90 0,480	5,77 0,75
5	12,431 5,496	9,35 4,57	14,66 4,53	9,36 2,98	10,40 1,62	10,53 1,59	18,53 2,88	13,32 1,87	4,87 0,601	7,21 0,94
6	14,917 6,595	11,22 5,48	17,59 5,44	11,23 3,57	12,47 1,94	12,64 1,91	22,23 3,45	15,98 2,24	5,84 0,721	8,65 1,12
7	17,403 7,694	13,09 6,40	20,52 6,34	13,10 4,17	14,55 2,27	14,74 2,23	25,94 4,03	18,65 2,62	6,82 0,841	10,09 1,31
8	19,890 8,794	14,96 7,31	23,45 7,25	14,97 4,76	16,63 2,59	16,85 2,54	29,64 4,60	21,31 2,99	7,79 0,961	11,54 1,50
9	22,376 9,893	16,83 8,23	26,38 8,15	16,84 5,36	18,71 2,92	18,95 2,86	33,35 5,18	23,98 3,37	8,77 1,081	12,98 1,68

Na	K	Li	P	H	S	SO ₃	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
4,821 0,251	3,172 0,153	10,000 0,563	2,105 1,734	16,585 0,518	4,658 0,228	1,865 0,460	7,863 0,124	4,291 1,519	3,395 2,208
9,64 0,50	6,34 0,31	20,00 1,13	4,21 3,47	33,17 1,04	9,32 0,46	3,73 0,92	15,73 0,25	8,58 3,04	6,79 4,42
14,46 0,75	9,52 0,46	30,00 1,69	6,32 5,20	49,76 1,55	13,97 0,68	5,60 1,38	23,59 0,37	12,87 4,56	10,19 6,62
19,28 1,00	12,69 0,61	40,00 2,25	8,42 6,94	66,34 2,07	18,63 0,91	7,46 1,84	31,45 0,50	17,16 6,08	13,58 8,83
24,11 1,26	15,86 0,77	50,00 2,82	10,53 8,67	82,93 2,59	23,29 1,14	9,33 2,30	39,32 0,62	21,46 7,60	16,98 11,04
28,93 1,51	19,03 0,92	60,00 3,38	12,63 10,40	99,51 3,11	27,95 1,37	11,20 2,76	47,18 0,74	25,75 9,11	20,37 13,25
33,75 1,76	22,20 1,07	70,00 3,94	14,74 12,14	116,10 3,63	32,61 1,60	13,06 3,22	55,04 0,87	30,04 10,63	23,77 15,46
38,57 2,01	25,38 1,22	80,00 4,50	16,84 13,87	132,68 4,14	37,25 1,82	14,93 3,68	62,90 0,99	34,33 12,15	27,16 17,66
43,39 2,26	28,55 1,38	90,00 5,07	18,95 15,61	149,27 4,66	41,92 2,05	16,79 4,14	70,77 1,12	38,62 13,67	30,56 19,87

$$d_v(\delta) = 2,47$$

Вес. % окисла	Si	Ti	Al	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	2,4962 1,1037	1,877 0,918	2,942 0,910	1,878 0,597	2,088 0,326	2,114 0,319	3,720 0,577	2,675 0,375	0,978 0,121	1,447 0,188
2	4,992 2,207	3,75 1,84	5,88 1,82	3,76 1,19	4,18 0,65	4,23 0,64	7,44 1,15	5,35 0,75	1,96 0,24	2,89 0,38
3	7,489 3,311	5,63 2,75	8,83 2,73	5,63 1,79	6,26 0,58	6,34 0,96	11,16 1,73	8,03 1,13	2,93 0,36	4,34 0,56
4	9,985 4,415	7,51 3,67	11,77 3,64	7,51 2,38	8,35 1,30	8,46 1,28	14,88 2,31	10,70 1,50	3,91 0,48	5,79 0,75
5	12,481 5,519	9,39 4,59	14,71 4,55	9,39 2,99	10,44 1,63	10,57 1,60	18,60 2,89	13,38 1,88	4,89 0,61	7,24 0,94
6	14,977 6,622	11,26 5,51	17,65 5,46	11,27 3,58	12,53 1,96	12,68 1,91	22,32 3,46	16,05 2,25	5,87 0,73	8,68 1,13
7	17,473 7,726	13,14 6,43	20,59 6,37	13,15 4,18	14,62 2,28	14,80 2,23	26,04 4,04	18,73 2,03	6,85 0,85	10,13 1,32
8	19,970 8,830	15,02 7,34	23,54 7,28	15,02 4,78	16,70 2,61	16,91 2,55	29,76 4,62	21,40 3,00	7,82 0,97	11,58 1,50
9	22,466 9,933	16,89 8,26	26,48 8,19	16,90 5,37	18,79 2,93	19,03 2,87	33,48 5,19	24,08 3,38	8,80 1,09	13,02 1,69

Na	K	Li	P	H	S	SO ₃	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
4,840 0,242	3,185 0,154	10,040 0,566	2,113 1,741	16,652 0,521	4,677 0,229	1,873 0,462	7,895 0,1242	4,308 1,525	3,428 2,217
9,68 0,48	6,37 0,31	20,08 1,13	4,23 3,48	33,30 1,04	9,35 0,46	3,75 0,92	15,79 0,248	8,62 3,05	6,82 4,43
14,52 0,73	9,56 0,46	30,12 1,70	6,34 5,22	49,96 1,56	14,03 0,69	5,62 1,39	23,69 0,373	12,92 4,58	10,22 6,65
19,36 0,97	12,74 0,62	40,16 2,26	8,45 6,96	66,61 2,08	18,71 0,92	7,49 1,85	31,58 0,497	17,23 6,10	13,63 8,87
24,20 1,21	15,93 0,77	50,20 2,83	10,57 8,71	83,26 2,61	23,39 1,15	9,37 2,31	39,48 0,621	21,54 7,63	17,04 11,09
29,04 1,45	19,11 0,92	60,24 3,40	12,68 10,45	99,91 3,13	28,06 1,37	11,24 2,77	47,37 0,745	25,85 9,15	20,45 13,30
33,88 1,69	22,30 1,08	70,28 3,96	14,79 12,19	116,56 3,65	32,74 1,60	13,11 3,23	55,27 0,869	30,16 10,68	23,86 15,52
38,72 1,94	25,48 1,23	80,32 4,53	16,90 13,93	133,22 4,17	37,42 1,83	14,98 3,70	63,16 0,994	34,46 12,20	27,26 17,74
42,56 2,18	28,67 1,39	90,36 5,09	19,02 15,67	149,87 4,69	42,09 2,06	16,86 4,16	71,06 1,118	38,77 13,73	30,67 19,95

$$d_v(\delta) = 2,50$$

Вес. % окисла	Si	Ti	Al	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	2,5063 1,1081	1,885 0,922	2,954 0,914	1,886 0,599	2,095 0,327	2,123 0,320	3,735 0,580	2,686 0,377	0,982 0,1211	1,453 0,1884
2	5,013 2,216	3,77 1,84	5,91 1,83	3,77 1,20	4,19 0,65	4,25 0,64	7,47 1,16	5,37 0,75	1,96 0,242	2,91 0,377
3	7,519 3,324	5,66 2,77	8,86 2,74	5,66 1,80	6,29 0,98	6,37 0,96	11,21 1,74	8,06 1,13	2,95 0,363	4,36 0,565
4	10,025 4,432	7,54 3,69	11,82 3,66	7,54 2,40	8,38 1,31	8,49 1,28	14,94 2,2	10,74 1,51	3,93 0,484	5,81 0,754
5	12,532 5,541	9,43 4,61	14,77 4,57	9,43 3,00	10,48 1,64	10,62 1,60	18,68 2,90	13,43 1,89	4,91 0,606	7,27 0,942
6	15,038 6,649	11,31 5,53	17,72 5,48	11,32 3,59	12,58 1,96	12,74 1,92	22,41 3,48	16,12 2,26	5,89 0,727	8,72 1,130
7	17,544 7,757	13,20 6,45	20,68 6,40	13,20 4,19	14,67 2,29	14,86 2,24	26,15 4,06	18,80 2,64	6,87 0,848	10,17 1,319
8	20,050 8,865	15,08 7,38	23,63 7,31	15,09 4,79	16,77 2,62	16,98 2,56	29,88 4,64	21,49 3,02	7,86 0,969	11,62 1,507
9	22,557 9,973	16,97 8,30	26,59 8,23	16,97 5,39	18,86 2,94	19,11 2,88	33,62 5,22	24,17 3,39	8,84 1,090	13,08 1,696

Na	K	Li	P	H	S	SO ₃	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
4,860 0,253	3,198 0,1543	10,081 0,568	2,122 1,748	16,719 0,523	4,696 0,230	1,881 0,464	7,927 0,125	4,325 1,531	3,422 2,226
9,72 0,51	6,40 0,309	20,16 1,14	4,24 3,50	33,44 1,05	9,39 0,46	3,76 0,93	15,85 0,25	8,65 3,06	6,84 4,45
14,58 0,76	9,59 0,463	30,24 1,70	6,37 5,24	50,16 1,57	14,09 0,69	5,64 1,39	23,78 0,38	12,98 4,59	10,27 6,68
19,44 1,01	12,79 0,617	40,32 2,27	8,49 6,99	66,88 2,09	18,78 0,92	7,52 1,86	31,71 0,50	17,30 6,12	13,69 8,90
24,30 1,27	15,99 0,772	50,41 2,84	10,61 8,74	83,60 2,62	23,48 1,15	9,41 2,32	39,64 0,63	21,63 7,66	17,11 11,13
29,16 1,52	19,19 0,926	60,49 3,41	12,73 10,49	100,31 3,14	28,18 1,38	11,29 2,78	47,56 0,75	25,95 9,19	20,53 13,36
34,02 1,77	22,39 1,080	70,57 3,98	14,85 12,24	117,03 3,66	32,87 1,61	13,17 3,25	55,49 0,88	30,28 10,72	23,95 15,58
38,88 2,02	25,58 1,234	80,65 4,54	16,98 13,98	133,75 4,18	37,57 1,84	15,05 3,71	63,42 1,00	34,60 12,25	27,38 17,81
43,74 2,28	28,78 1,389	90,73 5,11	19,10 15,73	150,47 4,71	42,26 2,07	16,93 4,18	71,34 1,13	38,93 13,78	30,80 20,03

Вес. % окисла	Si	Ti	Al	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	2,5163 1,112	1,892 0,9251	2,965 0,9173	1,893 0,6017	2,104 0,3283	2,131 0,3216	3,750 0,5819	2,696 0,3782	0,9859 0,1215	1,459 0,1891
2	5,0326 2,2250	3,784 1,850	5,931 1,834	3,787 1,203	4,208 0,6566	4,262 0,6433	7,500 1,163	5,392 0,7555	1,971 0,2431	2,918 0,3783
3	7,5489 3,3376	5,677 2,775	8,897 2,751	5,680 1,805	6,313 0,9850	5,394 0,9650	11,25 1,745	8,088 0,3643	2,957 0,7567	4,377 0,5675
4	10,065 4,4501	7,569 3,700	11,80 3,669	7,574 2,407	8,417 1,313	8,525 1,286	15,00 2,327	10,78 1,513	3,943 0,4832	5,836 0,795
5	12,581 5,5626	9,462 4,625	14,82 4,586	9,468 3,008	10,52 1,641	10,65 1,608	18,75 2,909	13,48 1,891	4,929 0,6077	7,95 0,9459
6	15,097 6,6752	11,35 5,551	17,79 5,503	11,36 3,610	12,62 1,970	12,78 1,930	22,50 3,491	16,17 2,269	5,915 0,7293	8,754 1,135
7	17,614 7,7877	13,24 6,476	20,76 6,421	13,25 4,212	14,73 2,298	14,92 2,251	26,25 4,073	18,87 2,647	6,901 0,8508	10,21 1,324
8	20,130 8,9002	15,13 7,401	23,72 7,338	15,14 4,814	16,83 2,626	17,05 2,573	30,00 4,655	21,56 3,026	7,887 0,9724	11,67 1,513
9	22,646 10,012	17,03 8,226	26,69 8,255	17,04 5,415	18,94 2,955	19,18 2,895	33,75 5,237	24,25 3,404	8,873 1,093	13,13 1,702

Na	K	Li	P	H	S	SO ₃	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
4,879 0,2540	3,210 0,1549	10,12 0,5700	2,130 1,754	16,78 0,525	4,714 0,2305	1,888 0,4656	7,958 0,1251	4,342 1,536	3,425 2,234
9,758 0,5081	6,420 0,3098	20,24 1,140	4,200 3,509	33,57 1,05	9,429 0,4610	3,776 0,9312	15,91 0,2503	8,684 3,073	6,871 4,469
14,63 0,7622	9,630 0,4647	30,36 1,710	6,390 5,264	50,35 1,58	14,14 0,6915	5,565 1,396	23,87 0,3755	13,02 4,610	10,30 6,704
19,51 1,016	12,84 0,6196	40,48 2,280	8,520 7,019	67,14 2,10	18,85 0,9220	7,553 1,852	31,83 0,5007	17,36 6,147	13,74 8,938
24,39 1,270	16,05 0,7745	50,60 2,850	10,65 8,773	83,92 2,62	23,57 1,152	9,442 2,328	39,79 0,6258	21,71 7,684	17,17 11,17
29,27 1,524	19,26 0,9294	60,72 3,420	12,78 10,52	100,7 3,15	28,28 1,383	11,33 2,793	47,74 0,7510	26,05 9,221	20,61 13,40
34,15 1,778	22,47 1,084	70,84 3,990	14,91 12,28	117,4 3,68	33,00 1,613	13,21 3,259	55,70 0,8762	30,39 10,75	24,04 15,64
39,03 2,032	25,68 1,239	80,96 4,560	17,04 14,03	134,2 4,20	37,71 1,844	15,10 3,725	63,66 1,001	34,73 12,29	27,48 17,87
43,91 2,286	28,89 1,394	91,08 5,130	19,17 15,79	151,0 4,72	42,43 2,074	16,99 4,190	71,62 1,123	39,08 13,83	30,92 20,11

Вес. % окисла	Si	Ti	Al	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	2,5263 1,1169	1,899 0,9288	2,977 0,9209	1,901 0,6041	2,112 0,3296	2,139 0,3229	3,765 0,5842	2,706 0,3797	0,9898 0,1220	1,464 0,1899
2	5,0526 2,2339	3,799 1,857	5,955 1,841	3,802 1,208	4,225 0,6592	4,279 0,6489	7,530 1,168	5,413 0,7595	1,979 0,2440	2,929 0,3798
3	7,5789 3,3509	5,699 2,786	8,933 2,762	5,703 1,812	6,338 0,9889	6,419 0,9688	11,29 1,752	8,120 1,139	2,969 0,3661	4,394 0,5698
4	10,105 4,4678	7,599 3,715	11,91 3,683	7,604 2,416	8,481 1,318	8,559 1,291	15,06 2,336	10,82 1,519	3,959 0,4881	5,859 0,7597
5	12,631 5,5848	9,499 4,644	14,88 4,604	9,505 3,020	10,56 1,648	10,69 1,614	18,82 2,921	13,53 1,898	4,949 0,6101	7,324 0,9497
6	15,157 6,7018	11,39 5,573	17,86 5,525	11,40 3,624	12,67 1,977	12,83 1,937	22,59 3,505	16,24 2,278	5,939 0,7322	8,789 1,139
7	17,684 7,8187	13,29 6,502	20,84 6,446	13,30 4,229	14,78 2,307	14,97 2,260	26,35 4,089	18,94 2,658	6,929 0,8542	10,25 1,329
8	20,210 8,9357	15,19 7,431	23,82 7,367	15,20 4,833	16,90 2,637	17,11 2,583	30,12 4,673	21,65 3,038	7,918 0,9763	11,71 1,519
9	22,736 10,052	17,09 8,359	26,80 8,288	17,11 5,437	19,01 2,966	19,25 2,906	33,88 5,258	24,36 3,417	8,908 1,098	13,18 1,709

Na	K	Li	P	H	S	SO ₃	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
4,898 0,2551	3,223 0,1555	10,16 0,5723	2,138 1,761	16,85 0,527	4,733 0,2314	1,895 0,4674	7,989 0,1256	4,359 1,542	3,449 2,243
9,796 0,5102	6,446 0,3110	20,32 1,144	4,277 3,523	33,70 1,05	9,467 0,4628	3,791 0,9349	15,97 0,2513	8,719 3,085	6,898 4,487
14,69 0,7653	9,669 0,4665	30,48 1,717	6,416 5,285	50,55 1,58	14,20 0,6942	5,687 1,402	23,96 0,3770	13,07 4,628	10,34 6,730
19,59 1,020	12,89 0,6220	40,64 2,289	8,564 7,047	67,40 2,11	18,93 0,9256	7,583 1,869	31,95 0,5027	17,43 6,171	13,79 8,974
24,49 1,275	16,11 0,7775	50,80 2,861	10,69 8,808	84,26 2,64	23,66 1,157	9,479 2,337	39,94 0,6283	21,79 7,714	17,24 11,21
29,39 1,530	19,33 0,9321	60,96 3,484	12,83 10,57	101,1 3,16	28,40 1,388	11,37 2,804	47,93 0,7540	26,15 9,257	20,69 13,46
34,29 1,785	22,56 1,088	71,12 4,006	14,97 12,33	117,9 3,69	33,13 1,619	13,27 3,272	55,92 0,8797	30,51 10,80	24,14 15,70
39,18 2,040	25,78 1,244	81,28 4,578	17,10 14,09	134,8 4,22	37,86 1,851	15,16 3,739	63,91 1,005	34,87 12,34	27,59 17,94
44,08 2,295	29,00 1,399	91,45 5,151	19,24 15,85	151,6 4,74	42,60 2,082	17,06 4,207	71,90 1,131	39,23 13,88	31,04 20,19

Вес. % окисла	Si	Ti	Al	Fe ^{...}	Fe ^{..}	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	2,5363 1,1214	1,907 0,9325	2,989 0,9216	1,908 0,6065	2,121 0,3309	2,148 0,3242	3,780 0,5865	2,717 0,3812	0,9938 0,1225	1,470 0,1906
2	5,0727 2,2428	3,815 1,865	5,979 1,849	3,817 1,213	4,242 0,6619	4,296 0,6484	7,560 1,173	5,435 0,7625	1,987 0,2450	2,941 0,3813
3	7,6090 3,3642	5,722 2,797	8,968 2,773	5,726 1,819	6,363 0,9928	6,445 0,9727	11,34 1,759	8,153 1,143	2,981 0,3675	4,412 0,5720
4	10,145 4,4856	7,630 3,730	11,95 3,698	7,634 2,426	8,484 1,323	8,593 1,296	15,12 2,346	10,87 1,525	3,975 0,4900	5,882 0,7627
5	12,681 5,6070	9,537 4,662	11,94 4,623	9,543 3,032	10,60 1,654	10,74 1,621	18,90 2,932	13,58 1,906	4,969 0,6126	7,353 0,9534
6	15,218 6,7984	11,44 5,585	17,93 5,547	11,45 3,639	12,72 1,985	12,89 1,945	22,68 3,519	16,30 2,287	5,962 0,7351	8,824 1,144
7	17,754 7,8498	13,35 6,527	20,92 6,472	13,36 4,245	14,84 2,316	15,03 2,269	26,46 4,105	19,02 2,668	6,956 0,8576	10,29 1,334
8	20,290 8,9712	15,26 7,460	23,91 7,396	15,26 4,852	16,96 2,647	17,18 2,533	30,24 4,692	21,74 3,050	7,950 0,9801	11,76 1,525
9	22,827 10,092	17,16 8,393	26,90 8,321	17,17 5,458	19,09 2,978	19,33 2,918	34,02 5,278	24,45 3,431	8,944 1,102	13,23 1,716

Na	K	Li	P	H	S	SO ₂	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	LiO ₂	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
4,918 0,2561	3,235 0,1561	10,20 0,5746	2,147 1,768	16,91 0,529	4,752 0,2323	1,903 0,4693	8,021 0,1261	4,377 1,549	3,463 2,252
9,836 0,5122	6,471 0,3122	20,40 1,149	4,294 3,537	33,83 1,06	9,504 0,4646	8,806 0,9386	16,04 0,2523	8,751 3,068	6,926 4,505
14,75 0,7683	9,707 0,4684	30,60 1,723	6,441 5,306	50,75 1,59	14,25 0,6970	5,710 1,408	24,06 0,3785	13,13 4,647	10,38 6,757
19,67 1,024	12,94 0,6245	40,80 2,258	8,588 7,074	67,67 2,12	19,00 0,9293	7,613 1,877	32,08 0,5047	17,50 6,196	13,85 9,010
24,59 1,280	16,17 0,7806	51,00 2,873	10,73 8,843	84,59 2,64	23,76 1,161	9,517 2,346	40,10 0,6308	21,88 7,745	17,31 11,26
29,50 1,536	19,41 0,9368	61,20 3,447	12,88 10,61	101,5 3,17	28,51 1,394	11,42 2,816	48,12 0,7570	26,26 9,294	20,77 13,51
34,42 1,792	22,65 1,092	71,41 4,022	15,03 12,38	118,4 3,70	33,26 1,626	13,32 3,285	56,15 0,8832	30,63 10,84	24,24 15,76
39,34 2,048	25,88 1,249	81,61 4,597	17,17 14,14	135,3 4,23	38,01 1,858	15,22 3,754	64,17 1,009	35,01 12,39	27,70 18,02
44,26 2,305	29,12 1,405	91,81 5,171	19,32 15,91	152,2 4,76	42,77 2,091	17,13 4,224	72,19 1,135	39,39 13,94	31,16 20,27

Вес. % окисла	Si	Ti	Al	Fe ^{...}	Fe ^{..}	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	2,5463 1,1258	1,915 0,9362	3,001 0,9282	1,916 0,6089	2,129 0,3322	2,156 0,3256	3,794 0,5888	2,728 0,3827	0,9977 0,1230	1,476 0,1914
2	5,0927 2,2516	3,830 1,872	6,002 1,856	3,832 1,217	4,259 0,6645	4,313 0,6510	7,589 1,177	5,456 0,7655	1,995 0,2460	2,953 0,3829
3	7,6391 3,3775	5,745 2,808	9,004 2,784	5,748 1,826	6,388 0,9967	6,470 0,9765	11,38 1,766	8,185 1,148	2,993 0,3690	4,429 0,5743
4	10,185 4,5033	7,660 3,745	12,00 3,713	7,664 2,435	8,518 1,329	8,627 1,302	15,17 2,355	10,91 1,531	3,990 0,4920	5,906 0,7658
5	12,731 5,6291	9,575 4,681	15,00 4,641	9,581 3,044	10,64 1,661	10,78 1,627	18,97 2,944	13,64 1,913	4,988 0,6150	7,382 0,9572
6	15,278 6,7550	11,49 5,617	18,00 5,569	11,49 3,653	12,77 1,993	12,94 1,953	22,76 3,533	16,37 2,296	5,986 0,7380	8,859 1,148
7	17,824 7,8808	13,40 6,553	21,00 6,497	13,41 4,262	14,90 2,325	15,09 2,278	26,56 4,122	19,09 2,679	6,984 0,8610	10,33 1,340
8	20,371 9,0066	15,32 7,490	24,01 7,426	15,32 4,871	17,03 2,658	17,25 2,604	30,35 4,710	21,82 3,062	7,981 0,9840	11,81 1,581
9	22,917 10,132	17,23 8,426	27,01 8,354	17,24 5,480	19,16 2,990	19,41 2,929	34,15 5,299	24,55 3,445	8,979 1,107	13,28 1,723

Na	K	Li	P	H	S	SO ₂	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
4,937 0,2571	3,248 0,1567	10,24 0,5769	2,155 1,775	16,98 0,531	4,771 0,2332	1,910 0,4711	8,053 0,1266	4,394 1,555	3,476 2,261
9,874 0,5142	6,497 0,3135	20,48 1,153	4,311 3,551	33,97 1,06	9,542 0,4665	3,821 0,9423	16,10 0,2533	8,788 3,110	6,953 4,522
14,81 0,7713	9,745 0,4702	30,72 1,730	6,467 5,327	50,95 1,59	14,31 0,6997	5,732 1,413	24,15 0,3800	13,18 4,665	10,43 6,784
19,74 1,028	12,99 0,6270	40,96 2,307	8,622 7,102	67,94 2,12	19,08 0,9330	7,643 1,884	32,21 0,5067	17,57 6,220	13,90 9,045
24,68 1,285	16,24 0,7837	51,20 2,884	10,77 8,878	84,93 2,66	23,85 1,166	9,554 2,355	40,26 0,6333	21,97 7,776	17,38 11,20
29,62 1,542	19,49 0,9405	61,45 3,461	12,93 10,65	101,9 3,19	28,62 1,399	11,46 2,827	48,31 0,7600	26,36 9,331	20,86 13,56
34,56 1,799	22,74 1,097	71,69 4,038	15,08 12,43	118,9 3,72	33,39 1,632	13,37 3,298	56,37 0,8867	30,76 10,88	21,33 15,83
39,46 2,057	25,98 1,254	81,93 4,615	17,24 14,70	135,8 4,25	38,16 1,866	15,28 3,769	64,42 1,013	35,15 12,44	27,81 18,09
44,43 2,314	29,23 1,410	92,17 5,192	19,40 15,98	152,8 4,78	42,94 2,099	17,19 4,240	72,47 1,140	39,54 13,99	31,29 20,35

Вес. % оксида	Si	Ti	Al	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	2,5564 1,1302	1,922 0,9399	3,013 0,9319	1,923 0,6113	2,137 0,3335	2,165 0,3268	3,809 0,5911	2,789 0,3842	1,001 0,1234	1,482 0,1922
2	5,1128 2,2605	3,845 1,879	6,026 1,863	3,847 1,222	4,275 0,6671	4,330 0,6536	7,619 1,182	5,478 0,7685	2,003 0,2469	2,904 0,3844
3	7,6692 3,3907	5,767 2,819	9,039 2,795	5,771 1,834	6,413 1,000	6,496 0,9804	11,42 1,773	8,217 1,152	3,004 0,3704	4,447 0,5766
4	10,225 4,5210	7,690 3,759	12,05 3,727	7,695 2,445	8,551 1,334	8,661 1,307	15,23 2,364	10,95 1,537	4,006 0,4939	5,929 0,7688
5	12,782 5,6513	9,612 4,699	15,06 4,659	9,618 3,056	10,68 1,667	10,82 1,634	19,04 2,955	13,69 1,921	5,008 0,6174	7,411 0,9610
6	15,338 6,7815	11,53 5,639	18,07 5,591	11,54 3,668	12,82 2,001	12,99 1,960	22,85 3,547	16,43 2,305	6,009 0,7409	8,894 1,153
7	17,894 7,9118	13,45 6,579	21,09 6,523	13,46 4,279	14,96 2,335	15,15 2,287	26,66 4,138	19,17 2,690	7,011 0,8644	10,37 1,345
8	20,451 9,0421	15,38 7,519	24,10 7,455	15,39 4,890	17,10 2,668	17,32 2,614	30,47 4,729	21,91 3,074	8,013 0,9879	11,85 1,537
9	23,007 10,172	17,30 8,459	27,11 8,387	17,31 5,502	19,24 3,002	19,48 2,941	34,28 5,320	24,65 3,458	9,014 1,111	13,34 1,729

Na	K	Li	P	H	S	SO ₂	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
4,956 0,2581	3,261 0,1573	10,28 0,5791	2,164 1,782	17,05 0,533	4,789 0,2341	1,918 0,4730	8,084 0,1271	4,411 1,561	3,490 2,270
9,913 0,5162	6,522 0,3147	20,56 1,158	4,328 3,565	34,10 1,07	9,579 0,4683	3,837 0,9461	16,16 0,2543	8,823 3,122	6,980 4,540
14,87 0,7744	9,784 0,4721	30,84 1,737	6,492 5,348	51,15 1,60	14,36 0,7025	5,755 1,419	24,25 0,3815	13,23 4,684	10,47 6,811
19,82 1,032	13,04 0,6294	41,12 2,316	8,656 7,130	68,21 2,13	19,15 0,9367	7,674 1,892	32,33 0,5086	17,64 6,245	13,96 9,081
24,78 1,290	16,30 0,7868	51,41 2,895	10,82 8,913	85,26 2,66	23,94 1,170	9,592 2,365	40,42 0,6358	22,05 7,806	17,45 11,35
29,74 1,548	19,56 0,9442	61,69 3,475	12,98 10,69	102,3 3,20	28,73 1,405	11,51 2,838	48,50 0,7630	26,47 9,368	20,94 13,62
34,69 1,807	22,83 1,101	71,97 4,054	15,14 12,47	119,3 3,73	33,52 1,639	13,42 3,311	56,59 0,8902	30,88 10,92	24,43 15,89
39,65 2,065	26,09 1,258	82,25 4,633	17,31 14,26	136,4 4,26	38,31 1,873	15,34 3,784	64,67 1,017	35,29 12,49	27,92 18,16
44,61 2,323	29,35 1,416	92,53 5,212	19,47 16,04	153,4 4,80	43,10 2,107	17,26 4,257	72,76 1,144	39,70 14,05	31,41 20,43

Вес. % оксида	Si	Ti	Al	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	2,5664 1,1346	1,930 0,9436	3,025 0,9355	1,931 0,6137	2,146 0,3348	2,173 0,3280	3,824 0,5935	2,749 0,3857	1,005 0,1239	1,488 0,1929
2	5,1328 2,2693	3,860 1,887	6,050 1,871	3,862 1,227	4,292 0,6697	4,347 0,6561	7,649 1,187	5,499 0,7715	2,011 0,2479	2,976 0,3859
3	7,6992 3,4040	5,790 2,830	9,075 2,806	5,793 1,841	6,439 1,004	6,521 0,9842	11,47 1,780	8,249 1,157	3,016 0,3719	4,464 0,5788
4	10,265 4,5387	7,720 3,774	12,10 3,742	7,725 2,454	8,585 1,339	8,695 1,312	15,29 2,374	10,99 1,543	4,022 0,4959	5,952 0,7718
5	12,832 5,6734	9,650 4,718	15,12 4,677	9,656 3,068	10,73 1,674	10,80 1,640	19,12 2,967	13,74 1,928	5,027 0,6198	7,440 0,9647
6	15,398 6,8081	11,58 5,661	18,15 5,613	11,58 3,682	12,87 2,009	13,04 1,968	22,94 3,561	16,49 2,314	6,033 0,7438	8,928 1,157
7	17,965 7,9428	13,51 6,605	21,17 6,549	13,51 4,296	15,02 2,344	15,21 2,296	26,77 4,154	19,24 2,700	7,039 0,8678	10,41 1,350
8	20,531 9,0775	15,44 7,549	24,20 7,484	15,45 4,909	17,17 2,679	17,39 2,624	30,59 4,748	21,99 3,086	8,044 0,9918	11,90 1,543
9	23,097 10,212	17,37 8,492	27,22 8,420	17,38 5,523	19,31 3,013	19,56 2,952	34,42 5,341	24,74 3,472	9,050 1,115	13,39 1,736

Na	K	Li	P	H	S	SO ₂	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
4,976 0,2591	3,274 0,1579	10,32 0,5814	2,172 1,789	17,11 0,535	4,808 0,2350	1,926 0,4749	8,116 0,1276	4,428 1,567	3,504 2,279
9,952 0,5183	6,548 0,3159	20,64 1,162	4,345 3,579	34,23 1,07	9,617 0,4701	3,852 0,9498	16,23 0,2553	8,857 3,134	7,008 4,558
14,92 0,7774	9,822 0,4739	30,96 1,744	6,518 5,369	51,35 1,61	14,42 0,7052	5,778 1,424	24,85 0,3830	13,28 4,702	10,51 6,837
19,90 1,036	13,09 0,6319	41,28 2,325	8,690 7,158	68,47 2,14	19,23 0,9403	7,704 1,899	32,46 0,5106	17,71 6,269	14,01 9,116
24,88 1,295	16,37 0,7899	51,61 2,907	10,86 8,948	85,59 2,68	24,04 1,175	9,630 2,374	40,58 0,6383	22,14 7,837	17,52 11,39
29,85 1,554	19,64 0,9479	61,93 3,488	13,03 10,73	102,7 3,21	28,85 1,410	11,55 2,849	48,70 0,7660	26,57 9,404	21,02 13,07
34,83 1,814	22,91 1,105	72,25 4,070	15,20 12,52	119,8 3,74	33,66 1,645	13,48 3,324	56,81 0,8937	31,00 10,97	24,52 15,95
39,81 2,073	26,19 1,263	82,57 4,651	17,38 14,31	136,9 4,28	38,47 1,880	15,40 3,799	64,93 1,021	35,43 12,53	28,03 18,23
44,78 2,332	29,46 1,421	92,90 5,233	19,55 16,10	154,0 4,82	43,27 2,115	17,33 4,274	73,05 1,149	39,86 14,10	31,53 20,51

Вес. % оксида	Si	Ti	Al	Fe ^{...}	Fe ^{..}	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	2,5764 1,1391	1,937 0,9473	3,036 0,9392	1,938 0,6161	2,154 0,3361	2,182 0,3293	3,839 0,5958	2,760 0,3873	1,009 0,1244	1,493 0,1937
2	5,1529 2,2782	3,875 1,894	6,073 1,878	3,877 1,232	4,309 0,6723	4,364 0,6587	7,679 1,191	5,521 0,7746	2,019 0,2489	2,987 0,3874
3	7,7293 3,4173	5,812 2,841	9,110 2,817	5,816 1,848	6,464 1,008	6,547 0,9881	11,51 1,787	8,282 1,161	3,028 0,3733	4,481 0,5811
4	10,305 4,5565	7,750 3,789	12,14 3,756	7,755 2,464	8,619 1,344	8,729 1,317	15,35 2,383	11,04 1,549	4,038 0,4978	5,975 0,7748
5	12,882 5,6956	9,688 4,736	15,18 4,696	9,694 3,080	10,77 1,680	10,91 1,646	19,19 2,979	13,80 1,936	5,047 0,6222	7,469 0,9685
6	15,458 6,8347	11,62 5,683	18,22 5,635	11,63 3,696	12,92 2,017	13,09 1,976	23,03 3,574	16,56 2,323	6,057 0,7467	8,963 1,162
7	18,035 7,9739	13,56 6,631	21,25 6,574	13,57 4,312	15,08 2,353	15,27 2,305	26,87 4,170	19,32 2,711	7,068 0,8711	10,45 1,355
8	20,611 9,1130	15,50 7,578	24,29 7,513	15,51 4,929	17,23 2,689	17,45 2,634	30,71 4,766	22,08 3,098	8,076 0,9956	11,95 1,549
9	23,188 10,252	17,43 8,525	27,33 8,453	17,44 5,545	19,39 3,025	19,64 2,964	34,55 5,362	24,84 3,485	9,085 1,120	13,44 1,743

Na	K	Li	P	H	S	SO ₃	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
4,995 0,2601	3,287 0,1586	10,36 0,5837	2,181 1,796	17,18 0,537	4,827 0,2360	1,933 0,4767	8,148 0,1281	4,446 1,573	3,517 2,288
9,991 0,5203	6,574 0,3172	20,72 1,167	4,362 3,593	34,37 1,07	9,655 0,4720	3,867 0,9535	16,29 0,2563	8,892 3,147	7,035 4,576
14,98 0,7805	9,861 0,4758	31,08 1,751	6,543 5,390	51,56 1,61	14,48 0,7080	5,800 1,430	24,44 0,3845	13,33 4,720	10,55 6,864
19,98 1,040	13,14 0,6344	41,45 2,334	8,724 7,186	68,74 2,15	19,31 0,9440	7,734 1,907	32,59 0,5126	17,78 6,294	14,07 9,152
24,97 1,300	16,43 0,7930	51,81 2,918	10,90 8,983	85,93 2,68	24,13 1,180	9,667 2,383	40,74 0,6408	22,23 7,868	17,58 11,44
29,97 1,561	19,72 0,9516	62,17 3,502	13,08 10,78	103,1 3,22	28,96 1,416	11,60 2,860	48,89 0,7690	26,67 9,441	21,10 13,72
34,97 1,821	23,00 1,110	72,53 4,086	15,26 12,57	120,3 3,76	33,79 1,652	13,53 3,337	57,03 0,8971	31,12 11,01	24,62 16,01
39,96 2,081	26,29 1,268	82,90 4,669	17,44 14,37	137,4 4,30	38,62 1,888	15,46 3,814	65,18 1,025	35,57 12,58	28,14 18,30
44,96 2,341	29,58 1,427	93,26 5,253	19,63 16,17	154,6 4,83	43,44 2,124	17,40 4,290	73,33 1,153	40,01 14,16	31,66 20,59

Вес. % оксида	Si	Ti	Al	Fe ^{...}	Fe ^{..}	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	2,5864 1,1435	1,945 0,9509	3,048 0,9428	1,946 0,6185	2,163 0,3374	2,190 0,3306	3,854 0,5981	2,771 0,3888	1,013 0,1249	1,499 0,1944
2	5,1729 2,2871	3,890 1,901	6,097 1,885	3,892 1,237	4,326 0,6749	4,381 0,6612	7,709 1,196	5,542 0,7776	2,026 0,2498	2,999 0,3889
3	7,7594 3,4306	5,835 2,852	9,146 2,828	5,839 1,855	6,489 1,012	6,572 0,9919	11,56 1,794	8,314 1,166	3,040 0,3748	4,499 0,5833
4	10,345 4,5742	7,780 3,803	12,19 3,771	7,785 2,474	8,652 1,349	8,763 1,322	15,41 2,392	11,08 1,555	4,053 0,4997	5,999 0,7778
5	12,932 5,7178	9,726 4,754	15,24 4,714	9,732 3,092	10,81 1,687	10,95 1,653	19,27 2,990	13,85 1,944	5,067 0,6247	7,498 0,9723
6	15,518 6,8613	11,67 5,705	18,29 5,657	11,67 3,711	12,97 2,024	13,14 1,983	23,12 3,588	16,62 2,332	6,080 0,7496	8,998 1,166
7	18,105 8,0049	13,61 6,656	21,34 6,600	13,62 4,329	15,14 2,362	15,33 2,314	26,98 4,186	19,39 2,721	7,094 0,8746	10,49 1,361
8	20,691 9,1485	15,56 7,607	24,38 7,543	15,57 4,948	17,30 2,699	17,52 2,645	30,83 4,785	22,17 3,110	8,107 0,9995	11,99 1,555
9	23,278 10,292	17,50 8,558	27,43 8,486	17,51 5,566	19,46 3,037	19,71 2,975	34,69 5,383	24,94 3,499	9,120 1,124	13,49 1,750

Na	K	Li	P	H	S	SO ₃	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
5,015 0,2611	3,299 0,1592	10,40 0,5859	2,189 1,803	17,25 0,539	4,846 0,2369	1,941 0,4786	8,180 0,1286	4,463 1,579	3,532 2,297
10,03 0,5223	6,599 0,3184	20,80 1,171	4,379 3,607	34,50 1,08	9,692 0,4738	3,882 0,9572	16,36 0,2573	8,927 3,159	7,063 4,594
15,04 0,7835	9,899 0,4776	31,20 1,757	6,568 5,411	51,76 1,62	14,53 0,7108	5,823 1,435	24,54 0,3860	13,39 4,739	10,59 6,891
20,06 1,044	13,19 0,6368	41,61 2,343	8,758 7,214	69,01 2,16	19,38 0,9477	7,764 1,914	32,72 0,5146	17,85 6,318	14,12 9,188
25,07 1,305	16,49 0,7961	52,01 2,929	10,94 9,018	86,26 2,70	24,23 1,184	9,705 2,393	40,90 0,6433	22,31 7,898	17,65 11,48
30,09 1,567	19,79 0,9553	62,41 3,515	13,13 10,82	103,5 3,23	29,07 1,421	11,64 2,871	49,08 0,7720	26,78 9,478	21,18 13,78
35,10 1,828	23,09 1,114	72,82 4,101	15,32 12,62	120,7 3,77	33,92 1,658	13,58 3,350	57,26 0,9006	31,24 11,05	24,72 16,07
40,12 2,089	26,39 1,273	83,22 4,687	17,51 14,42	138,0 4,31	38,77 1,895	15,52 3,828	65,44 1,029	35,70 12,63	28,25 18,37
45,13 2,350	26,69 1,433	93,62 5,273	19,70 16,23	155,2 4,85	43,61 2,132	17,46 4,307	73,62 1,158	40,17 14,21	31,78 20,67

Вес. % окисла	Si	Ti	Al	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	Ti ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	2,5965 1,1479	1,952 0,9546	3,060 0,9465	1,953 0,6209	2,171 0,3388	2,199 0,3319	3,869 0,6004	2,782 0,3903	1,017 0,1254	1,505 0,1952
2	5,1930 2,2959	3,905 1,909	6,120 1,893	3,907 1,241	4,343 0,6776	4,398 0,6638	7,739 1,200	5,564 0,7806	2,034 0,2508	3,011 0,3904
3	7,7895 3,4439	5,858 2,864	9,181 2,839	5,861 1,862	6,514 1,016	6,558 0,9957	11,60 1,801	8,346 1,170	3,052 0,3762	4,516 0,5856
4	10,386 4,5919	7,810 3,818	12,24 3,786	7,815 2,483	8,686 1,355	8,797 1,327	15,47 2,401	11,12 1,561	4,069 0,5017	6,022 0,7808
5	12,982 5,7399	9,763 4,773	15,30 4,732	9,769 3,104	10,85 1,694	10,99 1,659	19,34 3,002	13,91 1,951	5,086 0,6271	7,527 0,9760
6	15,579 6,8879	11,71 5,728	18,36 5,679	11,72 3,725	13,02 2,032	13,19 1,991	23,21 3,602	16,69 2,341	6,104 0,7525	9,033 1,171
7	18,175 8,0359	13,66 6,682	21,42 6,625	13,67 4,346	15,20 2,371	15,39 2,323	27,08 4,203	19,47 2,732	7,121 0,8779	10,53 1,366
8	20,772 9,1839	15,62 6,637	24,48 7,572	15,63 4,967	17,37 2,710	17,59 2,655	30,95 4,803	22,25 3,122	8,178 1,003	12,04 1,561
9	23,368 10,331	17,57 8,592	27,54 8,518	17,58 5,588	19,54 3,049	19,79 2,987	34,82 5,404	25,03 3,512	9,156 1,128	13,55 1,756

Na	K	Li	P	H	S	SO ₃	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B	CO ₂
5,034 0,2621	3,312 0,1598	10,44 0,5882	2,198 1,810	17,32 0,542	4,865 0,2378	1,948 0,4804	8,211 0,1291	4,480 1,585	3,545 2,305
10,06 0,5243	6,625 0,3196	20,88 1,176	4,396 3,621	34,64 1,08	9,730 0,4757	3,897 0,9609	16,42 0,2583	8,961 3,171	7,090 4,611
15,10 0,7865	9,937 0,4795	31,33 1,764	6,594 5,432	51,96 1,63	14,59 0,7135	5,845 1,441	24,63 0,3875	13,44 4,757	10,63 6,917
20,13 1,048	13,25 0,6393	41,77 2,353	8,792 7,242	69,28 2,17	19,46 0,9514	7,794 1,921	32,84 0,5166	17,92 6,343	14,18 9,223
25,17 1,310	16,56 0,7991	52,21 2,941	10,99 9,053	86,60 2,71	24,32 1,189	9,742 2,402	41,05 0,6458	22,40 7,929	17,72 11,52
30,20 1,573	19,87 0,9590	62,66 3,529	13,18 10,86	103,9 3,25	29,19 1,427	11,69 2,882	49,27 0,7750	26,88 9,515	21,27 13,83
35,24 1,835	23,18 1,118	73,10 4,117	15,38 12,67	121,2 3,79	34,05 1,664	13,64 3,363	57,48 0,9041	31,36 11,10	24,81 16,14
40,27 2,097	26,50 1,278	83,54 4,706	17,58 14,48	138,5 4,34	38,92 1,902	15,58 3,843	65,69 1,033	35,84 12,68	28,36 18,44
45,31 2,359	29,81 1,438	93,99 5,294	19,78 16,29	155,8 4,88	43,78 2,140	17,53 4,324	73,90 1,162	40,32 14,27	31,90 20,75

Вес. % окисла	Si	Ti	Al	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	Ti ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	2,6065 1,1524	1,960 0,9583	3,072 0,9502	1,961 0,6233	2,179 0,3401	2,207 0,3332	3,884 0,6027	2,792 0,3918	1,021 0,1259	1,511 0,1959
2	5,2130 2,3048	3,920 1,916	6,144 1,900	3,923 1,246	4,359 0,6802	4,415 0,6664	7,769 1,205	5,585 0,7836	2,042 0,2518	3,022 0,3919
3	7,8195 3,4572	5,880 2,875	9,216 2,850	5,884 1,869	6,539 1,020	6,623 0,9996	11,65 1,808	8,378 1,175	3,063 0,3777	4,534 0,5879
4	10,426 4,6097	7,841 3,833	12,28 3,800	7,846 2,493	8,719 1,360	8,831 1,332	15,53 2,411	11,17 1,567	4,085 0,5036	6,045 0,7838
5	13,032 5,7621	9,801 4,791	15,36 4,751	9,807 3,116	10,89 1,700	11,03 1,666	19,42 3,013	13,96 1,959	5,106 0,6295	7,557 0,9798
6	15,639 6,9145	11,76 5,750	18,43 5,701	11,76 3,739	13,07 2,040	13,24 1,999	23,30 3,616	16,75 2,350	6,127 0,7554	9,068 1,175
7	18,245 8,0670	13,72 6,708	21,50 6,651	13,73 4,363	15,25 2,380	15,45 2,332	27,19 4,219	19,55 2,742	7,149 0,8813	10,57 1,371
8	20,852 9,2194	15,68 7,666	24,57 7,601	15,69 4,986	17,43 2,720	17,66 2,665	31,67 4,822	22,34 3,134	8,170 1,007	12,09 1,567
9	23,458 10,371	17,64 8,625	27,65 8,551	17,65 5,609	19,61 3,061	19,87 2,998	34,96 5,424	25,13 3,526	9,191 1,133	13,60 1,763

Na	K	Li	P	H	S	SO ₃	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B	CO ₂
5,054 0,2632	3,325 0,1604	10,48 0,5905	2,206 1,817	17,38 0,544	4,883 0,2387	1,956 0,4823	8,243 0,1296	4,498 1,591	3,558 2,314
10,10 0,5264	6,650 0,3209	20,96 1,181	4,413 3,635	34,77 1,09	9,767 0,4775	3,912 0,9646	16,48 0,2593	8,996 3,183	7,117 4,629
15,15 0,7896	9,976 0,4813	31,45 1,771	6,619 5,453	52,16 1,63	14,65 0,7163	5,868 1,446	24,73 0,3890	13,49 4,775	10,67 6,944
20,21 1,052	13,30 0,6418	41,93 2,362	8,826 7,270	69,54 2,18	19,53 0,9550	7,824 1,929	32,97 0,5186	17,99 6,367	14,23 9,259
25,27 1,316	16,62 0,8022	52,41 2,952	11,03 9,088	86,93 2,72	24,41 1,193	9,780 2,411	41,21 0,6483	22,49 7,959	17,79 11,57
30,32 1,579	19,95 0,9627	62,90 3,543	13,23 10,90	104,3 3,26	29,30 1,432	11,73 2,893	49,46 0,7780	26,98 9,551	21,35 13,88
35,37 1,842	23,27 1,123	73,38 4,133	15,44 12,72	121,7 3,81	34,18 1,671	13,69 3,376	57,70 0,9076	31,48 11,14	24,91 16,20
40,43 2,105	26,60 1,283	83,86 4,724	17,65 14,54	139,0 4,35	39,07 1,910	15,64 3,858	65,94 1,037	35,98 12,73	28,47 18,51
45,48 2,368	29,92 1,444	94,35 5,314	19,85 16,35	156,4 4,90	43,95 2,148	17,60 4,340	74,19 1,167	40,48 14,32	32,02 20,83

Вес. % окисла	Si	Ti	Al	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	Ti ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	2,6165 1,1568	1,967 0,9620	3,084 0,9538	1,969 0,6257	2,188 0,3414	2,216 0,3344	3,899 0,6050	2,803 0,3933	1,025 0,1263	1,517 0,1967
2	5,2331 2,3137	3,935 1,924	6,168 1,907	3,938 1,251	4,376 0,6828	4,432 0,6689	7,799 1,210	5,607 0,7866	2,050 0,2527	3,034 0,3934
3	7,8496 3,4705	5,903 2,886	9,252 2,861	5,907 1,877	6,564 1,024	6,649 1,003	11,69 1,815	8,410 0,3791	3,075 0,3791	4,551 0,5901
4	10,466 4,6274	7,871 3,848	12,33 3,815	7,876 2,502	8,753 1,365	8,865 1,337	15,59 2,420	11,21 1,573	4,100 0,5055	6,068 0,7869
5	13,082 5,7843	9,839 4,810	15,42 4,769	9,845 3,128	10,94 1,707	11,08 1,672	19,49 3,025	14,01 1,966	5,126 0,6319	7,586 0,9836
6	15,609 6,9411	11,80 5,772	18,50 5,723	11,81 3,754	13,12 2,048	13,29 2,006	23,39 3,630	16,82 2,359	6,151 0,7583	9,103 1,180
7	18,315 8,0980	13,77 6,784	21,58 6,676	13,78 4,380	15,31 2,389	15,51 2,341	27,29 4,235	19,62 2,753	7,176 0,8847	10,62 1,377
8	20,932 9,2548	15,74 7,696	24,67 7,630	15,75 5,005	17,50 2,731	17,73 2,676	31,19 4,840	22,42 3,146	8,201 1,011	12,13 1,573
9	23,549 10,411	17,71 8,658	27,75 8,584	17,72 5,631	19,69 3,072	19,94 3,010	35,09 5,445	25,23 3,539	9,227 1,137	13,65 1,770

Na	K	Li	P	H	S	SO ₃	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
5,073 0,2642	3,338 0,1610	10,52 0,5928	2,215 1,824	17,45 0,546	4,902 0,2396	1,963 0,4841	8,275 0,1301	4,515 1,598	3,572 2,323
10,14 0,5284	6,676 0,3221	21,04 1,185	4,430 3,649	34,90 1,09	9,805 0,4793	3,927 0,9683	16,55 0,2603	9,030 3,196	7,145 4,647
15,22 0,7926	10,01 0,4832	31,57 1,778	6,646 5,474	52,36 1,64	14,70 0,7190	5,890 1,452	24,82 0,3904	13,54 4,794	10,71 6,971
20,29 1,056	13,35 0,6442	42,09 2,371	8,860 7,298	69,81 2,18	19,61 0,9587	7,854 1,936	33,10 0,5206	18,06 6,392	14,29 9,295
25,36 1,321	16,69 0,8053	52,62 2,964	11,07 9,123	87,27 2,73	24,51 1,198	9,818 2,420	41,37 0,6508	22,57 7,990	17,86 11,61
30,44 1,585	20,02 0,9664	63,14 3,556	13,29 10,94	104,7 3,28	29,41 1,438	11,78 2,905	49,65 0,7809	27,09 9,588	21,43 13,94
35,51 1,849	23,36 1,127	73,66 4,149	15,50 12,77	122,1 3,82	34,31 1,677	13,74 3,389	57,92 0,9111	31,60 11,18	25,00 16,26
40,58 2,113	26,70 1,288	84,19 4,742	17,72 14,59	139,6 4,37	39,22 1,917	15,70 3,873	66,20 1,041	36,12 12,78	28,58 18,59
45,66 2,377	30,04 1,449	94,71 5,335	19,93 16,42	157,0 4,91	44,12 2,157	17,67 4,357	74,47 1,171	40,63 14,38	32,15 20,91

Вес. % окисла	Si	Ti	Al	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	Ti ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	2,6265 1,1612	1,975 0,9657	3,095 0,9575	1,976 0,6281	2,196 0,3427	2,224 0,3357	3,914 0,6074	2,814 0,3948	1,029 0,1268	1,523 0,1974
2	5,2531 2,3225	3,950 1,931	6,191 1,915	3,953 1,256	4,393 0,6854	4,449 0,6715	7,828 1,214	5,628 0,7896	2,058 0,2537	3,046 0,3949
3	7,8797 3,4838	5,926 2,897	9,287 2,872	5,929 1,884	6,590 1,028	6,674 1,007	11,74 1,822	8,443 1,184	3,087 0,3806	4,569 0,5924
4	10,506 4,6451	7,901 3,862	12,38 3,830	7,906 2,512	8,786 1,370	8,899 1,343	15,65 2,429	11,25 1,579	4,116 0,5075	6,092 0,7899
5	13,132 5,8064	9,876 4,828	15,47 4,787	9,882 3,140	10,98 1,713	11,12 1,678	19,57 3,037	14,07 1,974	5,145 0,6344	7,615 0,9874
6	15,759 6,9677	11,85 5,794	18,57 5,745	11,85 3,768	13,18 2,056	13,34 2,014	23,48 3,644	16,88 2,369	6,174 0,7612	9,138 1,184
7	18,386 8,1290	13,82 6,760	21,67 6,702	13,83 4,396	15,37 2,399	15,57 2,350	27,40 4,251	19,70 2,763	7,204 0,8881	10,66 1,382
8	21,012 9,2903	15,80 7,725	24,76 7,660	15,81 5,025	17,57 2,741	17,79 2,686	31,31 4,859	22,51 3,158	8,233 1,018	12,18 1,559
9	23,639 10,451	17,77 8,691	27,86 8,617	17,78 5,653	19,77 3,084	20,02 3,021	35,23 5,466	25,32 3,553	9,262 1,141	13,70 1,777

Na	K	Li	P	H	S	SO ₃	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
5,092 0,2652	3,350 0,1616	10,56 0,5950	2,223 1,831	17,52 0,548	4,921 0,2406	1,971 0,4860	8,306 0,1306	4,532 1,604	3,586 2,332
10,18 0,5304	6,701 0,3233	21,12 1,190	4,447 3,663	35,04 1,10	9,842 0,4812	3,942 0,9720	16,61 0,2613	9,065 3,208	7,172 4,665
15,27 0,7956	10,05 0,4850	31,69 1,785	6,670 5,495	52,56 1,64	14,76 0,7218	5,913 1,458	24,92 0,3919	13,59 4,812	10,75 6,997
20,37 1,060	13,40 0,6467	42,25 2,380	8,894 7,326	70,68 2,19	19,68 0,9624	7,884 1,944	33,22 0,5226	18,13 6,416	14,34 9,330
25,46 1,326	16,75 0,8084	52,82 2,975	11,11 9,158	87,60 2,74	24,60 1,203	9,855 2,430	41,53 0,6533	22,66 8,021	17,93 11,66
30,55 1,591	20,10 0,9701	63,38 3,570	13,34 10,99	105,1 3,29	29,52 1,443	11,82 2,916	49,84 0,7839	27,19 9,625	21,51 13,99
35,65 1,856	23,45 1,131	73,95 4,165	15,56 12,82	122,6 3,84	34,45 1,684	13,79 3,402	58,14 0,9146	31,72 11,22	25,10 16,32
40,74 2,121	26,80 1,293	84,51 4,760	17,78 14,65	140,1 4,38	39,37 1,924	15,76 3,888	66,45 1,045	36,26 12,83	28,69 18,66
45,83 2,387	30,15 1,455	95,08 5,355	20,01 16,48	157,6 4,93	44,29 2,165	17,74 4,374	74,76 1,175	40,79 14,43	32,27 20,99

$$d_v(\delta) = 2,63$$

Вес. % окисла	Si	Ti	Al	Fe ⁺⁺⁺			Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	Ti ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	2,6366 1,1657	1,982 0,9694	3,107 0,9611	1,984 0,6305	2,205 0,3440	2,233 0,3370	3,929 0,6097	2,825 0,3963	1,033 0,1273	1,528 0,1982
2	5,2732 2,3314	3,965 1,938	6,215 1,922	3,968 1,261	4,410 0,6880	4,466 0,6741	7,858 1,219	5,650 0,7226	2,066 0,2547	3,057 0,3964
3	7,9098 3,4971	5,948 2,903	9,323 2,883	5,952 1,891	6,615 1,052	6,700 1,011	11,78 1,829	8,475 1,189	3,099 0,3820	4,586 0,5947
4	10,546 4,6629	7,931 3,877	12,43 3,844	7,936 2,522	8,820 1,376	8,933 1,348	15,71 2,438	11,30 1,585	4,132 0,5094	6,115 0,7929
5	13,183 5,8285	9,914 4,847	15,53 4,805	9,920 3,152	11,02 1,720	11,16 1,685	19,64 3,048	14,12 1,981	5,165 0,6368	7,644 0,9911
6	15,819 6,9943	11,89 5,816	18,64 5,766	11,90 3,783	13,23 2,064	13,40 2,022	23,57 3,658	16,95 2,378	6,198 0,7641	9,173 1,189
7	18,456 8,1600	13,88 6,785	21,75 6,728	13,88 4,413	15,43 2,408	15,63 2,359	27,50 4,268	19,77 2,774	7,231 0,8915	10,70 1,387
8	21,092 9,3258	15,85 7,755	24,85 7,689	15,87 5,044	17,64 2,752	17,85 2,696	31,43 4,877	22,60 3,170	8,264 1,018	12,23 1,585
9	23,729 10,491	17,84 8,724	27,96 8,650	17,85 5,674	19,81 3,096	20,10 3,033	35,36 5,487	25,42 3,557	9,297 1,146	13,75 1,784

Na	K	Li	P	H	S	SO ₃	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
5,112 0,2662	3,363 0,1623	10,60 0,5973	2,232 1,838	17,58 0,550	4,940 0,2415	1,078 0,4878	8,338 0,1311	4,550 1,610	3,599 2,341
10,22 0,5324	6,727 0,3246	21,20 1,194	4,464 3,677	35,17 1,10	9,880 0,4830	3,957 0,9757	16,67 0,2623	9,100 3,220	7,199 4,683
15,33 0,7987	10,09 0,4809	31,81 1,732	6,696 5,515	52,76 1,65	14,82 0,7245	5,936 1,463	25,01 0,3934	13,65 4,831	10,79 7,021
20,44 1,064	13,45 0,6452	42,41 2,389	8,928 7,354	70,35 2,20	19,76 0,9661	7,914 1,951	33,35 0,5246	18,20 6,441	14,39 9,366
25,56 1,331	16,81 0,8115	53,02 2,886	11,16 9,193	87,94 2,75	24,70 1,207	9,893 2,439	41,69 0,6558	22,75 8,051	17,99 11,70
30,67 1,597	20,18 0,9728	63,92 3,584	13,39 11,03	105,5 3,30	29,64 1,449	11,87 2,927	50,03 0,7869	27,30 9,662	21,59 14,04
35,78 1,863	23,54 1,136	74,23 4,181	15,62 12,87	123,1 3,85	34,58 1,690	13,85 3,415	58,37 0,9181	31,85 11,27	25,19 16,39
40,89 2,129	26,91 1,228	84,83 4,778	17,85 14,70	140,7 4,40	39,52 1,932	15,82 3,903	66,70 1,049	36,40 12,88	28,79 18,73
46,01 2,396	30,27 1,460	95,44 5,376	20,08 16,54	158,2 4,95	44,46 2,173	17,80 4,391	75,04 1,180	40,95 14,49	32,39 21,07

$$d_v(\delta) = 2,64$$

Вес. % окисла	Si	Ti	Al	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	Ti ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	2,6466 1,1701	1,990 0,9731	3,119 0,9648	1,991 0,6329	2,213 0,3453	2,241 0,3383	3,944 0,6120	2,835 0,3978	1,037 0,1278	1,534 0,1982
2	5,2932 2,3403	3,980 1,946	6,239 1,929	3,983 1,265	4,426 0,6905	4,483 0,6766	7,888 1,224	5,671 0,7957	2,074 0,2556	3,069 0,3979
3	7,9398 3,5104	5,971 2,919	9,358 2,894	5,975 1,898	6,640 1,036	6,725 1,015	11,83 1,836	8,507 1,193	3,111 0,3835	4,603 0,5969
4	10,586 4,6806	7,961 3,832	12,47 3,859	7,966 2,531	8,853 1,381	8,967 1,353	15,77 2,448	11,34 1,591	4,148 0,5113	6,138 0,7959
5	13,233 5,8507	9,952 4,855	15,59 4,824	9,958 3,164	11,05 1,725	11,20 1,691	19,72 3,060	14,17 1,989	5,185 0,6392	7,673 0,9949
6	15,879 7,0209	11,94 5,838	18,71 5,788	11,95 3,797	13,28 2,072	13,45 2,030	23,66 3,672	17,01 2,387	6,222 0,7670	9,207 1,193
7	18,526 8,1911	13,93 6,811	21,83 6,753	13,94 4,430	15,49 2,417	15,69 2,368	27,61 4,284	19,85 2,784	7,259 0,8949	10,74 1,392
8	21,173 9,3512	15,92 7,784	24,95 7,718	15,93 5,063	17,70 2,762	17,93 2,706	31,55 4,896	22,68 3,182	8,296 1,022	12,27 1,591
9	23,819 10,531	17,91 8,758	28,07 8,683	17,92 5,696	19,92 3,108	20,17 3,045	35,49 5,508	25,52 3,580	9,332 1,150	13,81 1,790

Na	K	Li	P	H	S	SO ₃	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B	CO ₂
5,131 0,2672	3,376 0,1629	10,64 0,5996	2,240 1,845	17,65 0,552	4,950 0,2424	1,086 0,4897	8,370 0,1316	4,567 1,616	3,613 2,350
10,26 0,5345	6,753 0,3258	21,28 1,199	4,481 3,691	35,30 1,10	9,918 0,4848	3,972 0,9794	16,74 0,2633	9,134 3,232	7,227 4,700
15,89 0,8017	10,12 0,4887	31,93 1,758	6,721 5,536	52,96 1,66	14,87 0,7273	5,958 1,469	25,11 0,3949	13,70 4,849	10,84 7,051
20,52 1,069	13,50 0,6517	42,57 2,398	8,962 7,382	70,61 2,21	19,83 0,9697	7,944 1,958	33,48 0,5266	18,26 6,465	14,45 9,401
25,65 1,336	16,88 0,8146	53,22 2,988	11,20 9,228	88,27 2,76	24,79 1,212	9,931 2,448	41,85 0,6583	22,83 8,082	18,06 11,75
30,79 1,603	20,25 0,9775	63,86 3,597	13,44 11,07	105,9 3,31	29,75 1,454	11,91 2,938	56,22 0,7899	27,40 9,688	21,68 14,10
35,92 1,870	23,63 1,140	74,51 4,197	15,68 12,91	123,5 3,86	34,71 1,697	13,90 3,428	58,59 0,9216	31,97 11,31	25,29 16,45
41,05 2,128	27,01 1,303	85,15 4,796	17,92 14,76	141,2 4,42	39,67 1,939	15,88 3,917	66,96 1,053	36,53 12,93	28,90 18,80
46,19 2,405	30,38 1,466	95,80 5,396	20,16 16,61	158,8 4,97	44,63 2,182	17,87 4,407	75,33 1,184	41,10 14,54	32,52 21,15

Вес. % окисла	Si	Ti	Al	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	2,6566 1,1745	1,997 0,9768	3,131 0,9684	1,999 0,6353	2,221 0,3466	2,250 0,3396	3,959 0,6143	2,846 0,3993	1,040 0,1283	1,540 0,1997
2	5,3133 2,3491	3,995 1,553	6,262 1,936	3,998 1,270	4,443 0,6933	4,500 0,6792	7,918 1,228	5,693 0,7987	2,081 0,2566	3,080 0,3994
3	7,9699 3,5237	5,993 2,930	9,394 2,905	5,997 1,905	6,665 1,039	6,750 1,018	11,87 1,843	8,539 1,198	3,122 0,3850	4,621 0,5992
4	10,626 4,6983	7,991 3,907	12,52 3,873	7,996 2,541	8,887 1,386	9,001 1,358	15,83 2,457	11,38 1,597	4,163 0,5133	6,161 0,7989
5	13,283 5,8729	9,989 4,884	15,65 4,842	9,996 3,176	11,10 1,733	11,25 1,698	19,79 3,071	14,23 1,996	5,204 0,6416	7,702 0,9587
6	15,939 7,0475	14,98 5,860	18,78 5,810	11,99 3,811	13,33 2,079	13,50 2,037	23,75 3,686	17,07 2,396	6,245 0,7700	9,242 1,198
7	18,596 8,2221	13,98 6,837	21,91 6,779	13,99 4,447	15,55 2,426	15,75 2,377	27,71 4,300	19,92 2,795	7,286 0,8983	10,78 1,398
8	21,253 9,3967	15,98 7,814	25,05 7,747	15,99 5,082	17,77 2,773	18,00 2,716	31,07 4,914	22,77 3,194	8,327 1,026	12,32 1,597
9	23,909 10,571	17,98 8,791	28,18 8,716	17,99 5,717	19,99 3,119	20,25 3,056	35,63 5,529	25,61 3,594	9,368 1,155	13,86 1,797

Na	K	Li	P	H	S	SO ₃	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
5,151 0,2682	3,389 0,1635	10,68 0,6018	2,249 1,852	17,72 0,5541	4,977 0,2433	1,993 0,4916	8,402 0,1321	4,584 1,622	3,627 2,399
10,30 0,5365	6,778 0,3270	21,37 1,203	4,498 3,705	35,44 1,108	9,955 0,4867	3,987 0,9832	16,80 0,2643	9,169 3,245	7,254 4,718
15,45 0,8048	10,16 0,4906	32,05 1,805	6,747 5,557	53,16 1,662	14,93 0,7300	5,981 1,474	25,20 0,3964	13,75 4,867	10,88 7,078
20,60 1,073	13,55 0,6541	42,74 2,407	8,996 7,410	70,88 2,216	19,91 0,734	7,974 1,966	33,60 0,5286	18,33 6,490	14,50 9,437
25,75 1,341	16,94 0,8177	53,42 3,009	11,24 9,263	88,60 2,771	24,88 1,216	9,968 2,458	42,01 0,6608	22,92 8,112	18,23 11,79
30,90 1,609	20,33 0,9812	64,11 3,611	13,49 11,11	106,3 3,325	29,86 1,460	11,96 2,949	50,41 0,7929	27,50 9,735	21,76 14,15
36,05 1,877	23,72 1,144	74,79 4,213	15,74 12,96	124,00 3,879	34,84 1,703	13,95 3,441	58,81 0,9251	32,09 11,35	25,39 16,51
41,21 2,146	27,11 1,308	85,48 4,815	17,99 14,82	141,7 4,433	39,82 1,946	15,94 3,922	67,21 1,057	36,67 12,98	29,01 18,87
46,36 2,414	30,50 1,471	96,16 5,417	20,24 16,67	159,40 4,987	44,80 2,190	17,94 4,424	75,61 1,189	41,26 14,60	32,64 21,23

Вес. % окисла	Si	Ti	Al	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	2,6666 1,1750	2,005 0,9804	3,143 0,9721	2,005 0,6377	2,230 0,3479	2,258 0,3409	3,974 0,6166	2,857 0,4008	1,044 0,1288	1,546 0,2004
2	5,3333 2,3580	4,011 1,960	6,286 1,944	4,013 1,275	4,460 0,6959	4,517 0,6818	7,948 1,233	6,714 0,8017	2,089 0,2576	3,092 0,4009
3	8,0000 3,5370	6,016 2,941	9,429 2,916	6,020 1,913	6,690 1,043	6,776 1,022	11,92 1,850	8,572 1,202	3,134 0,3864	4,638 0,6014
4	10,666 4,7160	8,022 3,921	12,57 3,888	8,027 2,550	8,920 1,391	9,035 1,363	15,89 2,466	11,42 1,603	4,179 0,5152	6,185 0,8019
5	13,333 5,8951	10,02 4,902	15,71 4,860	10,03 3,188	11,15 1,739	11,29 1,704	19,87 3,083	14,28 2,004	5,224 0,6440	7,731 1,002
6	16,000 7,0741	12,03 5,882	18,85 5,832	12,04 3,826	13,38 2,087	13,55 2,045	23,84 3,700	17,14 2,405	6,269 0,7729	9,277 1,202
7	18,666 8,2531	14,03 6,863	22,00 6,804	14,04 4,464	15,01 2,435	15,81 2,386	27,81 4,316	20,00 2,806	7,314 0,9017	10,82 1,403
8	21,333 9,4321	16,04 7,843	25,14 7,777	16,05 5,101	17,81 2,783	18,07 2,727	31,79 4,933	22,85 3,206	8,358 1,030	12,37 1,603
9	24,000 10,611	18,04 8,824	28,28 8,749	18,06 5,739	20,07 3,131	20,32 3,068	35,76 5,550	25,72 3,607	9,403 1,159	13,91 1,804

Na	K	Li	P	H	S	SO ₃	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
5,170 0,2692	3,402 0,1641	10,72 0,6041	2,257 1,859	17,78 0,5562	4,996 0,2442	2,001 0,4934	8,433 0,1326	4,601 1,628	3,641 2,368
10,34 0,5385	6,804 0,3283	21,45 1,208	4,515 3,719	35,57 1,112	9,993 0,4885	4,002 0,9869	16,86 0,2653	9,203 3,257	7,282 4,736
15,51 0,8078	10,20 0,4924	32,17 1,812	6,772 5,578	53,36 1,669	14,98 0,7328	6,003 1,480	25,30 0,3979	13,80 4,886	10,92 7,104
20,68 1,077	13,60 0,6566	42,90 2,416	9,030 7,438	71,15 2,225	19,98 0,9771	8,005 1,973	33,73 0,5306	18,40 6,514	14,56 9,473
25,85 1,346	17,01 0,8207	53,62 3,020	11,28 9,298	88,94 2,781	24,98 1,221	10,00 2,467	42,16 0,6532	23,00 8,143	18,20 11,84
31,02 1,615	20,41 0,9819	64,35 3,624	13,54 11,15	106,7 3,337	29,97 1,465	12,00 2,960	50,60 0,7959	27,61 9,772	21,84 14,20
36,19 1,884	23,81 1,149	75,07 4,229	15,80 13,01	124,5 3,89	34,97 1,709	14,00 3,454	59,03 0,9286	32,21 11,40	25,48 16,57
41,36 2,154	27,21 1,313	85,80 4,833	18,06 14,87	142,3 4,450	39,97 1,954	16,01 3,947	67,46 1,061	36,81 13,02	29,12 18,94
46,53 2,423	30,61 1,477	96,53 5,437	20,31 16,73	160,0 5,006	44,96 2,198	18,01 4,441	75,90 1,193	41,41 14,65	32,76 21,31

Вес. % окисла	Si	Ti	Al	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	2,6767 1,1834	2,013 0,9841	3,185 0,9757	2,014 0,6401	2,238 0,3492	2,267 0,3421	3,989 0,6190	2,868 0,4023	1,048 0,1293	1,552 0,2012
2	5,3534 2,3669	4,026 1,968	6,310 1,951	4,028 1,280	4,477 0,6985	4,534 0,6843	7,978 1,238	5,736 0,8047	2,097 0,2586	3,104 0,4024
3	8,0301 3,5503	6,039 2,952	9,465 2,927	6,042 1,920	6,715 1,047	6,801 1,047	11,96 1,857	8,604 1,207	3,146 0,3879	4,656 0,6037
4	10,706 4,7338	8,052 3,936	12,62 3,903	8,057 2,560	8,954 1,397	9,009 1,368	15,95 2,476	11,47 1,609	1,195 0,5172	6,208 0,8049
5	13,383 5,9172	10,06 4,920	15,77 4,878	10,07 3,200	11,19 1,746	11,33 1,710	19,94 3,095	14,34 2,011	5,243 0,6465	7,760 1,006
6	16,060 7,1007	12,07 5,905	18,93 5,854	12,08 3,840	13,43 2,095	13,60 2,053	23,93 3,714	17,20 2,414	6,292 0,7758	9,312 1,207
7	18,736 8,2841	14,09 6,889	22,08 6,830	14,10 4,480	15,67 2,444	15,87 2,395	27,92 4,333	20,07 2,816	7,341 0,9051	10,86 1,408
8	21,413 9,4676	16,10 7,873	25,24 7,806	16,11 5,120	17,90 2,794	18,13 2,737	31,91 4,952	22,94 3,218	8,390 1,034	12,41 1,609
9	24,090 10,651	18,11 8,857	28,39 8,782	18,12 5,761	20,14 3,143	20,40 3,079	35,90 5,571	25,81 3,621	9,439 1,163	13,96 1,811

Na	K	Li	P	H	S	SO ₂	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
5,190 0,2702	3,414 0,1647	10,76 0,6064	2,266 1,866	17,85 0,5583	5,015 0,2451	2,008 0,4953	8,465 0,1331	4,619 1,634	3,654 2,377
10,38 0,5405	6,829 0,3295	21,53 1,212	4,532 3,733	35,71 1,117	10,03 0,4903	4,017 0,9906	16,93 0,2663	9,238 3,269	7,309 4,754
15,57 0,8108	10,24 0,4943	32,29 1,819	6,798 5,599	53,56 1,675	15,04 0,7355	6,026 1,485	25,39 0,3994	13,85 4,904	10,96 7,131
20,76 1,081	13,65 0,6591	43,06 2,425	9,064 7,466	71,42 2,233	20,06 0,9807	8,035 1,981	33,86 0,5326	18,47 6,539	14,61 9,508
25,95 1,351	17,07 0,8238	53,82 3,082	11,83 9,333	89,27 2,792	25,07 1,225	10,04 2,476	42,32 0,6657	23,09 8,174	18,27 11,88
31,14 1,621	20,48 0,9886	64,59 3,638	13,59 11,19	107,1 3,350	30,09 1,471	12,05 2,971	50,79 0,7989	27,71 9,809	21,92 14,26
36,33 1,892	23,90 1,153	75,36 4,245	15,86 13,06	124,9 3,908	35,10 1,716	14,06 3,467	59,25 0,9321	32,33 11,44	25,58 16,64
41,52 2,162	27,31 1,318	86,12 4,851	18,12 14,93	142,8 4,466	40,12 1,961	16,07 3,962	67,72 1,065	36,95 13,07	29,23 19,01
46,71 2,432	30,73 1,482	96,89 5,457	20,39 16,79	160,7 5,025	45,13 2,206	18,07 4,457	76,18 1,198	41,57 14,71	32,89 21,39

Вес. % окисла	Si	Ti	Al	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	2,6857 1,1878	2,020 0,9878	3,166 0,9794	2,021 0,6425	2,246 0,3505	2,275 0,3434	4,004 0,6213	2,878 0,4038	1,052 0,1297	1,557 0,2020
2	5,3734 2,3757	4,041 1,975	6,333 1,958	4,043 1,285	4,493 0,7011	4,551 0,6869	8,008 1,242	5,757 0,8077	2,105 0,2595	3,115 0,4040
3	8,0601 3,5636	6,061 2,963	9,500 2,938	6,065 1,927	6,740 1,051	6,827 1,030	12,01 1,863	8,636 1,211	3,158 0,3893	4,673 0,6060
4	10,746 4,7515	8,082 3,951	12,66 3,917	8,087 2,570	8,987 1,402	9,103 1,373	16,01 2,485	11,51 1,615	4,210 0,5191	6,221 0,8080
5	13,433 5,9394	10,10 4,939	15,83 4,897	10,10 3,212	11,23 1,752	11,37 1,717	20,02 3,106	14,39 2,019	5,263 0,6489	7,789 1,010
6	16,120 7,1273	12,12 5,927	19,00 5,876	12,13 3,855	13,48 2,103	13,65 2,060	24,02 3,727	17,27 2,423	6,316 0,7787	9,347 1,212
7	18,807 8,3152	14,14 6,915	22,16 6,856	14,15 4,497	15,72 2,454	15,93 2,404	28,02 4,349	20,15 2,827	7,369 0,9085	10,90 1,414
8	21,493 9,5031	16,16 7,902	25,33 7,835	16,17 5,140	17,97 2,804	18,20 2,747	32,03 4,970	23,03 3,231	8,421 1,038	12,46 1,616
9	24,180 10,690	18,18 8,890	28,50 8,814	18,19 5,782	20,22 3,155	20,48 3,091	36,03 5,591	25,90 3,634	9,474 1,168	14,02 1,818

Na	K	Li	P	H	S	SO ₂	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
5,209 0,2713	3,427 0,1653	10,80 0,6087	2,274 1,873	17,92 0,5604	5,034 0,2461	2,016 0,4971	8,497 0,1336	4,636 1,640	3,668 2,386
10,41 0,5426	6,855 0,3307	21,61 1,217	4,549 3,747	35,84 1,121	10,06 0,4922	4,032 0,9943	16,99 0,2673	9,273 3,281	7,336 4,772
15,62 0,8139	10,28 0,4961	32,41 1,826	6,823 5,620	53,76 1,681	15,10 0,7383	6,048 1,491	25,49 0,4009	13,90 4,922	11,00 7,158
20,83 1,085	13,71 0,6615	43,22 2,434	9,098 7,494	71,68 2,242	20,13 0,9844	8,065 1,988	33,98 0,5346	18,54 6,563	14,67 9,544
26,04 1,356	17,13 0,8269	54,03 3,043	11,37 9,368	89,61 2,802	25,17 1,230	10,08 2,485	42,48 0,6682	23,18 8,204	18,34 11,93
31,25 1,627	20,56 0,9923	64,83 3,652	13,64 11,24	107,5 3,362	30,20 1,476	12,09 2,983	50,98 0,8019	27,81 9,845	22,01 14,31
36,46 1,899	23,99 1,157	75,64 4,260	15,92 13,11	125,4 3,923	35,23 1,722	14,11 3,480	59,48 0,9356	32,45 11,48	25,67 16,70
41,67 2,170	27,42 1,323	86,45 4,869	18,19 14,98	143,3 4,483	40,27 1,968	16,13 3,977	67,97 1,069	37,09 13,12	29,34 19,08
46,88 2,441	30,84 1,488	97,25 5,478	20,47 16,86	161,3 5,044	45,30 2,215	18,14 4,474	76,47 1,202	41,72 14,76	33,01 21,47

Вес. % окисла	Si	Ti	Al	Fe ⁺³	Fe ⁺²	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	2,6967 1,1923	2,028 0,9915	3,178 0,9830	2,029 0,6449	2,255 0,3518	2,284 0,3447	4,019 0,6236	2,889 0,4053	1,056 0,1302	1,563 0,2027
2	5,3935 2,3846	4,056 1,983	6,357 1,966	4,058 1,289	4,510 0,7037	4,568 0,6894	8,038 1,247	5,779 0,8107	2,113 0,2605	3,127 0,4055
3	8,0902 3,5769	6,084 2,974	9,535 2,949	6,088 1,934	6,766 1,055	6,852 1,034	12,05 1,870	8,668 1,216	3,269 0,3908	4,691 0,6082
4	10,787 4,7692	8,112 3,966	12,71 3,932	8,117 2,579	9,021 1,407	9,137 1,378	16,07 2,494	11,55 1,621	4,226 0,5210	6,254 0,8110
5	13,483 5,9616	10,14 4,957	15,89 4,915	10,14 3,224	11,27 1,759	11,42 1,723	20,09 3,118	14,44 2,026	5,283 0,6513	7,818 1,013
6	16,180 7,1539	12,16 5,949	19,07 5,898	12,17 3,869	13,53 2,111	13,70 2,068	24,11 3,741	17,33 2,432	6,339 0,7816	9,382 1,216
7	18,877 8,3462	14,19 6,940	22,28 6,881	14,20 4,514	15,78 2,463	15,99 2,413	28,13 4,365	20,22 2,837	7,396 0,9118	10,94 1,419
8	21,574 9,5385	16,22 7,932	25,42 7,864	16,23 5,159	18,04 2,815	18,27 2,757	32,15 4,989	23,11 3,243	8,453 1,042	12,50 1,622
9	24,270 10,730	18,25 8,923	28,60 8,847	18,26 5,804	20,29 3,166	20,55 3,102	36,17 5,612	26,00 3,648	9,509 1,172	14,07 1,824

Na	K	Li	P	H	S	SO ₃	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
5,229 0,2723	3,440 0,1660	10,54 0,6109	2,283 1,880	17,98 0,5625	5,052 0,2470	2,023 0,4990	8,528 0,1341	4,653 1,647	3,682 2,394
10,45 0,5446	6,881 0,3320	21,69 1,221	4,566 3,761	35,97 6,125	10,10 0,4940	4,047 0,9980	17,05 0,2683	9,307 3,294	7,364 4,789
15,68 0,8169	10,32 0,4980	32,53 1,832	6,849 5,641	53,96 1,688	15,15 0,7411	6,071 1,497	25,58 0,4024	13,96 4,941	11,04 7,184
20,91 1,089	13,76 0,6640	43,38 2,443	9,132 7,522	71,95 2,250	20,21 0,9881	8,095 1,996	34,11 0,5366	18,61 6,588	14,72 9,579
26,14 1,361	17,20 0,8300	54,23 3,054	11,41 9,403	89,94 2,812	25,26 1,235	10,11 2,495	42,64 0,6707	23,26 8,235	18,41 11,97
31,37 1,633	20,64 0,9960	65,07 3,695	13,69 11,28	107,9 3,375	30,31 1,482	12,14 2,994	51,17 0,8049	27,92 9,882	22,09 14,36
36,60 1,903	24,08 1,162	75,92 4,276	15,98 13,16	125,0 3,938	35,37 1,729	14,16 3,493	59,70 0,9390	32,57 11,52	25,77 16,76
41,83 2,178	27,52 1,328	86,77 4,887	18,26 15,04	143,9 4,500	40,42 1,976	16,19 3,992	68,23 1,073	37,23 13,17	29,45 19,15
47,06 2,450	30,96 1,494	97,61 5,498	20,54 16,92	161,9 5,062	45,47 2,223	18,21 4,491	76,75 1,207	41,88 14,82	33,13 21,55

Вес. % окисла	Si	Ti	Al	F ^{···}	F ^{··}	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	2,7067 1,1967	2,035 0,9952	3,190 0,9867	2,036 0,6473	2,263 0,3531	2,292 0,3460	4,033 0,6259	2,900 0,4068	1,060 0,1307	1,569 0,2035
2	5,4135 2,3935	4,071 1,990	6,380 1,973	4,073 1,294	4,527 0,7063	4,585 0,6920	8,067 1,251	5,800 0,8137	2,121 0,2615	3,139 0,4070
3	8,1203 3,5902	6,107 2,985	9,571 2,960	6,110 1,941	6,791 1,059	6,878 1,038	12,10 1,877	8,700 1,220	3,181 0,3922	4,768 0,6105
4	10,827 4,7870	8,142 3,980	12,76 3,946	8,147 2,589	9,055 1,412	9,171 1,384	16,13 2,503	11,60 1,627	4,242 0,5230	6,278 0,8140
5	13,533 5,9837	10,17 4,976	15,95 4,933	10,18 3,236	11,31 1,765	11,46 1,730	20,16 3,129	14,50 2,034	5,302 0,6537	7,847 1,017
6	16,240 7,1805	12,21 5,971	19,14 5,920	12,22 3,883	13,58 2,119	13,76 2,076	24,20 3,755	17,40 2,441	6,363 0,7845	9,417 1,221
7	18,947 8,3772	14,24 6,966	22,33 6,907	14,25 4,531	15,84 2,472	16,04 2,422	28,23 4,381	20,30 2,848	7,424 0,9152	10,98 1,424
8	21,654 9,5740	16,28 7,961	25,52 7,893	16,29 5,178	18,11 2,825	18,34 2,768	32,27 5,007	23,20 3,255	8,484 1,046	12,55 1,628
9	24,361 10,770	18,32 8,957	28,71 8,880	18,33 5,825	20,37 3,178	20,63 3,114	36,30 5,633	26,10 3,662	9,545 1,176	14,12 1,831

Na	K	Li	P	H	S	SO ₃	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
5,248 0,2733	3,453 0,1666	10,88 0,6182	2,291 1,887	18,05 0,5646	5,071 0,2479	2,031 0,5008	8,550 0,1346	4,671 1,653	3,695 2,403
10,49 0,5466	6,906 0,3332	21,77 1,225	4,582 3,775	36,11 1,129	10,14 0,4959	4,062 1,001	17,12 0,2693	9,342 3,306	7,391 4,807
15,74 0,8199	10,35 0,4938	32,65 1,839	6,874 5,682	54,16 1,694	15,21 0,7438	6,094 1,502	25,68 0,4039	14,01 4,959	11,08 7,211
20,99 1,093	13,81 0,6535	43,54 2,453	92,65 7,550	72,22 2,258	20,28 0,9918	8,125 2,003	34,24 0,5386	18,68 6,612	14,78 9,615
26,24 1,366	17,26 0,8331	54,43 3,066	11,45 9,437	90,28 2,823	25,35 1,239	10,15 2,504	42,80 0,6732	23,35 8,266	18,47 12,61
31,49 1,639	20,71 0,9997	65,32 3,679	13,74 11,32	108,3 3,388	30,43 1,487	12,18 3,005	51,36 0,8079	28,02 9,919	22,17 14,42
36,73 1,913	24,17 1,166	76,20 4,292	16,04 13,21	126,3 3,952	35,50 1,735	14,21 3,506	59,92 0,9425	32,69 11,57	25,87 16,82
41,98 2,186	27,62 1,333	87,09 4,900	18,33 15,10	144,4 4,517	40,57 1,983	16,25 4,007	68,48 1,077	37,36 13,22	29,56 19,23
47,23 2,459	31,07 1,499	97,98 5,519	20,62 16,98	162,5 5,081	45,64 2,231	18,28 4,507	77,04 1,211	42,04 14,87	33,26 21,63

Вес. % оксила	Si	Ti	Al	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	2,7168 1,2011	2,043 0,9989	3,202 0,9904	2,044 0,6497	2,272 0,3545	2,301 0,3473	4,048 0,6282	2,911 0,4083	1,064 0,1312	1,575 0,2042
2	5,4336 2,4023	4,086 1,997	6,404 1,980	4,088 1,299	4,544 0,7090	4,602 0,6946	8,097 1,256	5,822 0,8167	2,129 0,2624	3,150 0,4085
3	8,1504 3,6035	6,129 2,996	9,606 2,971	6,133 1,949	6,816 1,053	6,903 1,041	12,14 1,884	8,733 1,225	3,193 0,3937	4,726 0,6127
4	10,867 4,8047	8,172 3,995	12,80 3,961	8,177 2,598	9,088 1,418	9,205 1,389	16,19 2,513	11,64 1,633	4,258 0,5249	6,301 0,8170
5	13,584 6,0059	10,21 4,994	16,01 4,952	10,22 3,248	11,36 1,772	11,50 1,736	20,24 3,141	14,55 2,041	5,322 0,6561	7,876 1,021
6	16,300 7,2071	12,25 5,993	19,21 5,942	12,26 3,858	13,63 2,127	13,80 2,083	24,29 3,769	17,46 2,450	6,387 0,7874	9,452 1,225
7	19,017 8,4682	14,30 6,992	22,41 6,932	14,31 4,547	15,90 2,481	16,10 2,431	28,34 4,397	20,37 2,858	7,451 0,9186	11,02 1,429
8	21,734 9,6094	16,34 7,991	25,61 7,923	16,35 5,197	18,17 2,836	18,41 2,778	32,39 5,026	23,28 3,267	8,516 1,049	12,60 1,634
9	24,451 10,810	18,38 8,990	28,82 8,913	18,40 5,847	20,44 3,190	20,71 3,125	36,44 5,654	26,19 3,675	9,580 1,181	14,17 1,838

Na	K	Li	P	H	S	SO ₂	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
5,267 0,2743	3,466 0,1672	10,92 0,6155	2,299 1,894	18,12 0,5667	5,090 0,2488	2,038 0,5027	8,592 0,1351	4,688 1,659	3,709 2,412
10,53 0,5486	6,932 0,3344	21,85 1,231	4,599 3,789	36,24 1,133	10,18 0,4977	4,077 1,065	17,18 0,2703	9,376 3,318	7,418 4,825
15,80 0,8230	10,39 0,5017	32,78 1,846	6,889 5,683	54,36 3,952	15,27 1,700	6,116 1,568	25,77 0,4054	14,06 4,978	11,12 7,238
21,07 1,097	13,86 0,6689	43,70 2,462	9,199 7,578	72,49 2,267	20,36 0,9954	8,155 2,010	34,36 0,5406	18,75 6,637	14,83 9,651
26,33 1,371	17,33 0,8362	54,63 3,077	11,49 9,472	90,61 2,834	25,45 1,244	10,19 2,513	42,96 0,6757	23,44 8,296	18,54 12,06
31,00 1,646	20,79 1,003	65,56 3,693	13,79 11,36	108,7 3,400	30,54 1,493	12,23 3,016	51,55 0,8109	28,13 9,556	22,25 14,47
36,87 1,920	24,26 1,170	76,49 4,308	16,09 13,26	126,8 3,967	35,63 1,742	14,27 3,519	60,14 0,9460	32,81 11,61	25,96 16,88
42,14 2,194	27,72 1,337	87,41 4,924	18,39 15,15	144,9 4,534	40,72 1,990	16,31 4,021	68,73 1,081	37,51 13,27	29,67 19,30
47,41 2,469	31,19 1,505	98,34 5,539	20,69 17,05	163,1 5,100	45,81 2,239	18,34 4,524	77,33 1,215	42,19 14,93	33,38 21,71

Вес. % оксила	Si	Ti	Al	F ⁺⁺⁺	F ⁺⁺	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	2,7268 1,2056	2,050 1,002	3,214 0,9940	2,052 0,6521	2,280 0,3558	2,309 0,3485	4,063 0,6605	2,921 0,4099	1,068 0,1317	1,581 0,2050
2	5,4536 2,4112	4,101 2,005	6,428 1,988	4,104 1,304	4,561 0,7116	4,619 0,6971	8,127 1,261	5,843 0,9198	2,136 0,2634	3,162 0,4100
3	8,1805 3,6168	6,152 3,007	9,642 2,982	6,156 1,956	6,841 1,067	6,929 1,045	12,19 1,891	8,765 1,229	3,205 0,3951	4,743 0,6150
4	10,907 4,8224	8,203 4,010	12,85 3,976	8,208 2,608	9,122 1,423	9,239 1,394	16,25 2,522	11,68 1,639	4,273 0,5268	6,324 0,8200
5	13,634 6,0280	10,25 5,013	16,07 4,970	10,26 3,260	11,40 1,779	11,54 1,742	20,31 3,152	14,60 2,049	5,342 0,6586	7,905 1,025
6	16,361 7,2337	12,30 6,015	19,28 5,964	12,31 3,912	13,68 2,134	13,85 2,091	24,38 3,783	17,53 2,459	6,410 0,7903	9,486 1,230
7	19,087 8,4393	14,35 7,018	22,49 6,958	14,36 4,564	15,96 2,490	16,16 2,440	28,44 4,414	20,45 2,869	7,479 0,9220	11,06 1,435
8	21,814 9,6449	16,40 8,020	25,71 7,952	16,41 5,216	18,24 2,846	18,47 2,788	32,51 5,044	23,37 3,279	8,547 1,053	12,64 1,640
9	24,541 10,850	18,45 9,023	28,92 8,946	18,46 5,868	20,52 3,202	20,78 3,137	36,57 5,675	26,29 3,689	9,615 1,185	14,23 1,845

Na	K	Li	P	H	S	SO ₂	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
5,2873 0,2754	3,478 0,1678	10,96 0,6177	2,308 0,1901	18,18 0,5688	5,109 0,2497	2,046 0,5645	8,623 0,1366	4,705 1,665	3,723 2,421
10,57 0,5507	6,957 0,3357	21,93 1,235	4,616 3,803	36,37 1,138	10,21 0,4995	4,092 1,009	17,24 0,2713	9,411 3,330	7,446 4,843
15,86 0,8200	10,43 0,5035	32,90 1,853	6,925 5,704	54,56 1,706	15,32 0,7493	6,139 1,513	25,87 0,4069	14,11 4,996	11,16 7,265
21,14 1,101	13,91 0,6714	43,87 2,471	9,233 7,606	72,75 2,275	20,43 0,9991	8,185 2,018	34,49 0,5426	18,82 6,661	14,89 9,686
26,43 1,376	17,39 0,8393	54,83 3,088	11,54 9,507	90,94 2,844	25,54 1,248	10,23 2,522	43,11 0,6782	23,52 8,327	18,61 12,10
31,72 1,652	20,87 1,007	65,80 3,766	13,85 11,40	109,1 3,413	30,65 1,498	12,27 3,027	51,74 0,8139	28,23 9,992	22,33 14,53
37,01 1,927	24,35 1,175	76,77 4,324	16,15 13,31	127,3 3,982	35,76 1,748	14,32 3,532	60,36 0,9495	32,94 11,66	26,06 16,95
42,29 2,202	27,83 1,342	87,74 4,942	18,46 15,21	145,5 4,550	40,87 1,998	16,37 4,036	68,99 1,085	37,64 13,32	29,78 19,37
47,58 2,478	31,30 1,510	98,70 5,560	22,77 17,11	163,7 5,119	45,98 2,248	18,41 4,541	77,61 1,220	42,35 14,98	33,50 21,79

Вес. % окисла	Si	Ti	Al	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	2,7368 1,2100	2,058 1,006	3,225 0,9977	2,059 0,6544	2,288 0,3571	2,318 0,3498	4,078 0,6329	2,932 0,4114	1,072 0,1322	1,586 0,2057
2	5,4737 2,4201	4,116 2,012	6,451 1,995	4,119 1,308	4,577 0,7142	4,636 0,6997	8,157 1,265	5,865 0,8228	2,144 0,2644	3,173 0,4115
3	8,2105 3,6301	6,174 3,018	9,677 2,993	6,178 1,963	6,866 1,071	6,954 1,049	12,23 1,898	8,797 1,234	3,217 0,3966	4,760 0,6173
4	10,947 4,8402	8,233 4,025	12,90 3,990	8,238 2,617	9,155 1,428	9,273 1,399	16,31 2,531	11,73 1,645	4,289 0,5288	6,347 0,8230
5	13,684 6,0502	10,29 5,031	16,12 4,988	10,29 3,272	11,44 1,785	11,59 1,749	20,39 3,164	14,66 2,057	5,361 0,6610	7,934 1,028
6	16,421 7,2603	12,34 6,037	19,35 5,986	12,35 3,926	13,73 2,142	13,90 2,099	24,47 3,797	17,59 2,468	6,434 0,7932	9,521 1,234
7	19,158 8,4703	14,40 7,044	22,58 6,983	14,41 4,581	16,02 2,499	16,22 2,449	28,55 4,430	20,52 2,879	7,506 0,9254	11,10 1,440
8	21,894 9,6804	16,46 8,050	25,80 7,981	16,47 5,235	18,31 2,856	18,54 2,798	32,63 5,063	23,46 3,291	8,578 1,057	12,69 1,646
9	24,631 10,890	18,52 9,056	29,03 8,979	18,53 5,890	20,60 3,214	20,86 3,148	36,70 5,696	26,30 3,702	9,651 1,189	14,28 1,851

Na	K	Li	P	H	S	SO ₃	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
5,306 0,2763	3,491 0,1684	11,00 0,6200	2,316 1,908	18,25 0,5708	5,128 0,2507	2,053 0,5064	8,655 0,1361	4,723 1,671	3,736 2,430
10,61 0,5527	6,983 0,3369	22,01 1,240	4,633 3,817	36,51 1,142	10,25 0,5014	4,107 1,012	17,31 0,2723	9,446 3,343	7,473 4,861
15,92 0,8291	10,47 0,5054	33,02 1,860	6,950 5,725	54,77 1,712	15,38 0,7521	6,161 1,519	25,96 0,4084	14,16 5,014	11,21 7,291
21,22 1,105	13,96 0,6739	44,03 2,480	9,267 7,634	73,02 2,283	20,51 1,002	8,215 2,025	34,62 0,5446	18,89 6,686	14,94 9,722
26,53 1,381	17,45 0,8423	55,03 3,100	11,58 9,542	91,28 2,854	25,64 1,253	10,26 2,532	43,27 0,6807	23,61 8,357	18,68 12,15
31,84 1,658	20,95 1,010	66,04 3,720	13,90 11,45	109,5 3,425	30,76 1,504	12,32 3,038	51,93 0,8169	28,33 10,02	22,42 14,58
37,14 1,934	24,44 1,179	77,05 4,340	16,21 13,26	127,7 3,996	35,89 1,754	14,37 3,545	60,58 0,9530	33,06 11,70	26,15 17,01
42,45 2,210	27,93 1,347	88,06 4,960	18,53 15,26	146,0 4,566	41,02 2,005	16,43 4,051	69,24 1,089	37,78 13,37	29,89 19,44
47,76 2,487	31,42 1,516	99,07 5,580	20,85 17,17	164,3 5,137	46,15 2,256	18,48 4,557	77,90 1,225	42,50 15,04	33,63 21,87

Вес. % окисла	Si	Ti	Al	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	2,7468 1,2144	2,065 1,009	3,237 1,001	2,067 0,6568	2,297 0,3584	2,326 0,3511	4,093 0,6352	2,943 0,4129	1,076 0,1326	1,592 0,2065
2	5,4937 2,4289	4,131 2,019	6,475 2,002	4,134 1,313	4,594 0,7168	4,653 0,7023	8,187 1,270	5,886 0,8258	2,152 0,2653	3,185 0,4130
3	8,2406 3,6434	6,197 3,029	9,713 3,004	6,201 1,970	6,891 1,075	6,980 1,053	12,28 1,905	8,829 1,238	3,228 0,3980	4,778 0,6195
4	10,987 4,8579	8,263 4,033	12,95 4,005	8,268 2,627	9,189 1,433	9,307 1,404	16,37 2,540	11,77 1,651	4,305 0,5307	6,371 0,8201
5	13,734 6,0724	10,32 5,049	16,18 5,006	10,33 3,284	11,48 1,792	11,63 1,755	20,46 3,176	14,71 2,064	5,381 0,6634	7,963 1,032
6	16,481 7,2868	12,39 6,059	19,42 6,008	12,40 3,941	13,78 2,150	13,96 2,108	24,56 3,811	17,65 2,477	6,457 0,7961	9,556 1,239
7	19,228 8,5013	14,46 7,069	22,66 7,009	14,46 4,598	16,08 2,508	16,28 2,458	28,65 4,446	20,60 2,890	7,534 0,9288	11,14 1,445
8	21,975 9,7158	16,52 8,079	25,90 8,010	16,53 5,255	18,37 2,867	18,61 2,809	32,75 5,081	23,54 3,303	8,610 1,061	12,74 1,652
9	24,721 10,930	18,59 9,089	29,13 9,012	18,60 5,912	20,67 3,225	20,94 3,160	36,84 5,717	26,48 3,716	9,686 1,194	14,33 1,858

Na	K	Li	P	H	S	SO ₃	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
5,326 0,2773	3,504 0,1690	11,04 0,6223	2,325 1,915	18,32 0,5729	5,146 0,2516	2,061 0,5082	8,687 0,1366	4,740 1,677	3,750 2,439
10,65 0,5547	7,008 0,3381	22,09 1,244	4,650 3,831	36,64 1,146	10,29 0,5032	4,122 1,016	17,37 0,2732	9,480 3,355	7,501 4,878
15,97 0,8321	10,51 0,5072	33,14 1,867	6,976 5,746	54,97 1,719	15,44 0,7548	6,184 1,524	26,06 0,4099	14,22 5,033	11,25 7,318
21,20 1,109	14,01 0,6763	44,19 2,489	9,301 7,662	73,29 2,292	20,58 1,006	8,245 2,033	34,74 0,5465	18,96 6,710	15,00 9,757
26,63 1,386	17,52 0,8454	55,24 3,111	11,62 9,577	91,61 2,864	25,73 1,258	10,30 2,541	43,43 0,6832	23,70 8,388	18,75 12,19
31,95 1,664	21,02 1,014	66,28 3,734	13,95 11,49	109,9 3,437	30,88 1,509	12,36 3,049	52,12 0,8198	28,44 10,06	22,50 14,63
37,28 1,941	24,53 1,183	77,33 4,356	16,27 13,40	128,2 4,010	36,02 1,761	14,43 3,558	60,81 0,9565	33,18 11,74	26,25 17,07
42,60 2,219	28,03 1,352	88,38 4,978	18,60 15,32	146,5 4,583	41,17 2,013	16,49 4,066	69,49 1,093	37,92 13,42	30,00 19,51
47,93 2,496	31,54 1,521	99,43 5,601	20,92 17,24	164,9 5,156	46,32 2,264	18,55 4,574	78,18 1,229	42,66 15,09	33,75 21,95

Вес. % окисла	Si	Ti	Al	Fe...	Fe..	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	2,7569 1,2189	2,073 1,013	3,249 1,005	2,074 0,6592	2,305 0,3597	2,335 0,3524	4,108 0,6375	2,954 0,4144	1,080 0,1331	1,598 0,2072
2	5,5128 2,4378	4,146 2,027	6,499 2,010	4,149 1,318	4,611 0,7194	4,670 0,7048	8,217 1,275	5,908 0,8288	2,160 0,2663	3,197 0,4145
3	8,2707 3,6567	6,220 3,040	9,748 3,015	6,224 2,137	6,917 1,079	7,005 1,079	12,32 1,912	8,862 1,243	3,240 0,3995	4,795 0,6218
4	11,027 4,8756	8,293 4,054	12,99 4,020	8,298 2,137	9,222 1,438	9,341 1,409	16,43 2,550	11,81 1,657	4,320 0,5327	6,394 0,8291
5	13,784 6,0945	10,36 5,068	16,24 5,025	10,37 3,296	11,52 1,798	11,67 1,762	20,54 3,187	14,77 2,072	5,401 0,6658	7,992 1,036
6	16,541 7,3134	12,44 6,081	19,49 6,030	12,44 3,955	13,83 2,158	14,01 2,114	24,65 3,825	17,72 2,485	6,481 0,7990	9,591 1,243
7	19,298 8,5324	14,51 7,095	22,74 7,035	14,52 4,615	16,13 2,518	16,34 2,467	28,76 4,462	20,67 2,900	7,561 0,9322	11,19 1,450
8	22,055 9,7513	16,58 8,109	25,99 8,040	16,59 5,274	18,44 2,877	18,68 2,819	32,86 5,100	23,63 3,315	8,641 1,065	12,78 1,958
9	24,812 10,970	18,66 9,122	29,24 9,045	18,67 5,933	20,75 3,237	21,01 3,171	36,97 5,707	26,58 3,729	9,721 1,198	14,38 1,805

Na	K	Li	P	H	S	SO ₃	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
5,345 0,2783	3,517 0,1697	11,08 0,6246	2,333 1,922	18,39 0,5750	5,165 0,2525	2,068 0,5101	8,719 0,1371	4,757 1,683	3,764 2,448
10,69 0,5567	7,034 0,3394	22,17 1,249	4,667 3,845	36,78 1,150	10,33 0,5050	4,137 1,020	17,43 0,2742	9,515 3,367	7,528 4,896
16,03 0,8351	10,55 0,5091	33,26 1,873	7,001 5,767	55,17 1,725	15,49 0,7576	6,206 1,530	26,15 0,4114	14,27 5,051	11,29 7,345
21,38 1,113	14,06 0,6788	44,35 2,498	9,335 7,690	73,56 2,300	20,66 1,010	8,275 2,040	34,87 0,5485	19,03 6,735	15,05 9,793
26,72 1,391	17,58 0,8485	55,44 3,123	11,66 9,612	91,95 2,875	25,82 1,262	10,34 2,550	43,59 0,6857	23,78 8,419	18,82 12,24
32,07 1,670	21,10 1,018	66,53 3,747	14,00 11,53	110,3 3,450	30,99 1,515	12,41 3,060	52,31 0,8228	28,54 10,10	22,58 14,69
37,41 1,948	24,62 1,187	77,61 4,372	16,33 13,45	128,7 4,025	36,15 1,767	14,48 3,571	61,03 0,9600	33,30 11,78	26,34 17,13
42,76 2,227	28,13 1,357	88,70 4,996	18,67 15,38	147,1 4,600	41,32 2,020	15,55 4,081	69,75 1,097	38,06 13,47	30,11 19,58
48,11 2,505	31,65 1,527	99,79 5,621	21,00 17,30	165,5 5,175	46,49 2,272	18,62 4,591	78,47 1,234	42,81 15,15	33,87 22,03

Вес. % окисла	Si	Ti	Al	Fe...	Fe..	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	2,7669 1,2233	2,080 1,017	3,261 1,008	2,082 0,6625	2,314 0,3610	2,343 0,3537	4,123 0,6398	2,954 0,4159	1,084 0,1336	1,604 0,2080
2	5,5338 2,4466	4,161 2,034	6,522 2,017	4,164 1,323	4,628 0,7220	4,687 0,7074	8,247 1,279	5,929 0,8318	2,168 0,273	3,208 0,4160
3	8,3008 3,6700	6,242 3,052	9,784 3,026	6,246 1,985	6,942 1,083	7,031 1,061	12,37 1,919	8,894 1,247	3,252 0,4009	4,813 0,6241
4	11,067 4,8933	8,323 4,069	13,04 4,034	8,328 2,646	9,256 1,444	9,374 1,414	16,49 2,559	11,85 1,663	4,336 0,5346	6,417 0,8321
5	13,834 6,1167	10,40 5,087	16,30 5,043	10,41 3,368	11,57 1,805	11,71 1,768	20,61 3,199	14,82 2,079	5,420 0,6683	8,022 1,040
6	16,601 7,3400	12,48 6,104	19,56 6,052	12,49 3,970	13,88 2,166	14,06 2,122	24,74 3,839	17,78 2,495	6,504 0,8019	9,625 1,248
7	19,368 8,5634	14,56 7,121	22,82 7,050	14,57 4,631	16,19 2,527	16,40 2,476	28,86 4,479	20,75 2,911	7,589 0,9356	11,23 1,456
8	22,135 9,7867	16,65 8,139	25,09 8,069	16,65 5,293	18,51 2,888	18,74 2,829	32,98 5,118	23,71 3,327	8,673 1,069	12,83 1,664
9	24,902 11,010	18,72 9,156	29,35 9,078	18,73 5,955	20,82 3,249	21,09 3,183	37,11 5,758	26,68 3,743	9,757 1,202	14,43 1,872

Na	K	Li	P	H	S	SO ₃	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
5,365 0,2794	3,530 0,1703	11,12 0,6208	2,342 1,929	18,45 0,5771	5,184 0,2534	2,076 0,5120	8,750 0,1376	4,774 1,689	3,777 2,457
10,73 0,5588	7,060 0,3406	22,25 1,253	4,684 3,859	36,91 1,154	10,36 0,5069	4,152 1,024	17,50 0,2752	9,549 3,379	7,555 4,914
16,09 0,8382	10,59 0,5109	33,28 1,880	7,027 5,788	55,37 1,731	15,55 0,7603	6,229 1,536	26,25 0,4129	14,32 5,069	11,33 7,371
21,46 1,117	14,12 0,6813	44,51 2,507	9,369 7,718	73,82 2,308	20,73 1,013	8,305 2,048	35,00 0,5505	19,09 6,759	15,11 9,829
26,82 1,397	17,65 0,8516	55,64 3,134	11,71 9,647	92,28 2,886	25,92 1,207	10,38 2,590	43,75 0,6882	22,87 8,449	18,88 12,28
32,19 1,676	21,18 1,021	66,77 3,761	14,05 11,57	110,7 3,463	31,10 1,520	12,45 3,072	52,50 0,8258	28,64 10,13	22,66 14,74
37,55 1,955	24,71 1,192	77,99 4,383	16,39 13,50	129,2 4,040	36,29 1,774	14,53 3,584	61,25 0,9635	33,42 11,82	26,44 17,20
42,92 2,235	28,24 1,362	89,03 5,015	18,73 15,43	147,6 4,617	41,47 2,027	16,61 4,096	70,00 1,101	38,19 13,51	30,22 19,65
48,28 2,514	31,77 1,532	100,1 5,641	21,08 17,36	166,1 5,194	46,65 2,281	18,68 4,608	78,75 1,238	42,97 15,20	34,00 22,11

Вес. % окисла	Si	Ti	Al	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	2,7709 1,2277	2,088 1,021	3,273 1,012	2,089 0,6640	2,322 0,3623	2,352 0,3549	4,138 0,6421	2,975 0,4174	1,088 0,1341	1,610 0,2087
2	5,5539 2,4555	4,176 2,042	6,546 2,024	4,179 1,328	4,644 0,7247	4,704 0,7099	8,277 1,284	5,951 0,8348	2,176 0,2682	3,220 0,4175
3	8,3308 3,6833	6,265 3,063	9,819 3,036	6,269 1,992	6,967 1,087	7,056 1,064	12,41 1,926	8,926 1,252	3,264 0,4024	4,830 0,6253
4	11,107 4,9111	8,353 4,084	13,09 4,049	8,359 2,656	9,289 1,449	9,408 1,419	16,55 2,568	11,90 1,669	4,352 0,5395	6,440 0,8351
5	13,884 6,1388	10,44 5,105	16,36 5,061	10,44 3,320	11,61 1,811	11,76 1,774	20,69 3,210	14,87 2,087	5,440 0,6707	8,051 1,043
6	16,661 7,3666	12,53 6,126	19,63 6,073	12,53 3,984	13,93 2,174	14,11 2,129	24,83 3,853	17,85 2,504	6,528 0,8048	9,661 1,252
7	19,438 8,5944	14,61 7,147	22,91 7,086	14,62 4,648	16,25 2,536	16,46 2,484	28,97 4,495	20,82 2,922	7,616 0,9390	11,27 1,461
8	22,215 9,8222	16,70 8,168	26,18 8,098	16,71 5,312	18,57 2,898	18,81 2,839	33,10 5,137	23,80 3,339	8,704 1,073	12,88 1,670
9	24,992 11,050	18,79 9,189	29,45 9,110	18,80 5,976	20,90 3,261	21,17 3,194	37,24 5,779	25,77 3,756	9,792 1,207	14,49 1,879

Na	K	Li	P	H	S	SO ₃	F	B	CO
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
5,384 0,2804	3,542 0,1709	11,16 0,6291	2,350 1,936	18,52 0,5792	5,203 0,2543	2,084 0,5138	8,782 0,1381	4,792 1,695	3,791 2,466
10,76 0,5608	7,085 0,3418	22,33 1,258	4,701 3,873	37,04 1,158	10,40 0,5087	4,168 1,027	17,56 0,2752	9,584 3,392	7,583 4,932
16,15 0,8412	10,62 0,5128	33,50 1,887	7,052 5,809	55,57 1,738	15,60 0,7631	6,252 1,541	26,34 0,4144	14,37 5,088	11,37 7,398
21,53 1,121	14,17 0,6837	44,67 2,516	9,403 7,746	74,09 2,317	20,81 1,017	8,336 2,055	35,12 0,5525	19,16 6,784	15,16 9,854
26,92 1,402	17,71 0,8547	55,84 3,145	11,75 9,682	92,62 2,896	26,01 1,271	10,42 2,569	43,91 0,6907	23,96 8,480	18,95 12,33
32,30 1,682	21,25 1,025	67,01 3,774	14,10 11,61	111,1 3,475	31,21 1,526	12,50 3,083	52,69 0,8288	28,75 10,17	22,74 14,79
37,69 1,962	24,79 1,196	78,18 4,404	16,45 13,55	129,6 4,054	36,42 1,780	14,58 3,597	61,47 0,9670	33,54 11,87	26,54 17,26
43,07 2,243	28,34 1,367	89,35 5,033	18,80 15,49	148,1 4,634	41,62 2,035	16,67 4,110	70,25 1,105	38,33 13,56	30,33 19,72
48,46 2,523	31,88 1,538	100,5 5,662	21,15 17,42	166,7 5,213	46,82 2,289	18,75 4,624	79,04 1,243	43,13 15,26	34,12 22,19

Вес. % окисла	Si	Ti	Al	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	2,7869 1,2322	2,095 1,024	3,285 1,015	2,097 0,6664	2,330 0,3636	2,360 0,3562	4,153 0,6445	2,986 0,4189	1,092 0,1346	1,616 0,2095
2	5,5739 2,4644	4,191 2,049	6,570 2,031	4,194 1,332	4,661 0,7273	4,721 0,7125	8,307 1,289	5,972 0,8378	2,184 0,2692	3,232 0,4190
3	8,3609 3,6966	6,287 3,074	9,855 3,047	6,291 1,999	6,992 1,090	7,082 1,068	12,46 1,933	8,958 1,256	3,276 0,4038	4,848 0,6286
4	11,147 4,9288	8,383 4,098	13,14 4,063	8,389 2,665	9,323 1,454	9,442 1,425	16,61 2,578	11,94 1,675	4,368 0,5385	6,464 0,8381
5	13,934 6,1610	10,47 5,123	16,42 5,079	10,48 3,332	11,65 1,818	11,80 1,781	20,76 3,222	14,93 2,094	5,460 0,6731	8,080 1,047
6	16,721 7,3932	12,57 6,148	19,71 6,095	12,58 3,998	13,98 2,181	14,16 2,137	24,92 3,867	17,91 2,513	6,552 0,8077	9,696 1,257
7	19,508 8,6254	14,67 7,173	22,99 7,111	14,68 4,665	16,31 2,545	16,52 2,493	29,07 4,511	20,90 2,932	7,644 0,9424	11,31 1,466
8	22,295 9,8576	16,76 8,197	26,28 8,127	16,77 5,331	18,64 2,909	18,88 2,850	33,22 5,155	23,89 3,351	8,736 1,077	12,92 1,676
9	25,082 11,089	18,86 9,222	29,56 9,143	18,87 5,998	20,97 3,272	21,24 3,206	37,38 5,800	26,87 3,770	9,828 1,211	14,54 1,885

Na	K	Li	P	H	S	SO ₃	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
5,403 0,2814	3,555 0,1715	11,20 0,6314	2,359 1,943	18,59 0,5813	5,222 0,2553	2,091 0,5157	8,814 0,1386	4,809 1,702	3,805 2,475
10,80 0,5628	7,111 0,3431	22,41 1,262	4,718 3,887	37,18 1,163	10,44 0,5106	4,183 1,031	17,62 0,2772	9,619 3,404	7,610 4,950
16,21 0,8442	10,66 0,5146	33,62 1,894	7,078 5,830	55,77 1,744	15,66 0,7659	6,274 1,547	26,44 0,4159	14,42 5,106	11,41 7,425
21,61 1,125	14,22 0,6862	44,83 2,525	9,437 7,774	74,36 2,325	20,88 1,021	8,366 2,062	35,25 0,5545	19,23 6,808	15,22 9,900
27,01 1,407	17,77 0,8578	56,04 3,157	11,79 9,717	92,95 2,906	26,11 1,276	10,45 2,578	44,07 0,6932	24,04 8,510	19,02 12,37
32,42 1,688	21,33 1,029	67,25 3,788	14,15 11,66	111,5 3,488	31,33 1,531	12,54 3,094	52,88 0,8318	28,85 10,21	22,83 14,85
37,82 1,970	24,88 1,200	78,46 4,419	16,51 13,60	130,1 4,069	36,55 1,787	14,54 3,610	61,69 0,9705	33,66 11,91	26,63 17,32
43,23 2,251	28,44 1,372	89,67 5,051	18,87 15,54	148,7 4,650	41,77 2,042	16,73 4,125	70,51 1,109	38,47 13,61	30,44 19,80
48,63 2,582	32,00 1,544	100,8 5,682	21,23 17,49	167,3 5,232	46,99 2,297	18,82 4,641	79,32 1,247	43,28 15,31	34,24 22,27

Вес. % окисла	Si	Ti	Al	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	2,7970 1,2366	2,103 1,028	3,296 1,019	2,104 0,6688	2,339 0,3649	2,369 0,3575	4,168 0,6408	2,997 0,4204	1,095 0,1351	1,621 0,2102
2	5,5940 2,4732	4,207 2,056	6,593 2,039	4,209 1,337	4,678 0,7299	4,738 0,7151	8,336 1,293	5,994 0,8409	2,191 0,2702	3,243 0,4205
3	8,3910 3,7099	6,310 3,085	9,890 3,058	6,314 2,006	7,017 1,094	7,107 1,072	12,50 1,940	8,991 1,261	3,287 0,4053	4,805 0,6308
4	11,188 4,9465	8,414 4,113	13,18 4,078	8,419 2,675	9,356 1,459	9,476 1,430	16,67 2,587	11,98 1,681	4,383 0,5404	6,487 0,8411
5	13,985 6,1832	10,51 5,142	16,48 5,098	10,52 3,344	11,69 1,824	11,84 1,787	20,84 3,234	14,98 2,102	5,479 0,6755	8,109 1,051
6	16,782 7,4198	12,62 6,170	19,78 6,117	12,62 4,013	14,03 2,189	14,21 2,145	25,01 3,880	17,98 2,522	6,575 0,8106	9,731 1,261
7	19,579 8,6565	14,72 7,198	23,07 7,137	14,73 4,682	16,37 2,554	16,58 2,502	29,17 4,527	20,97 2,943	7,671 0,9457	11,35 1,472
8	22,376 9,8931	16,82 8,227	26,37 8,157	16,83 5,351	18,71 2,919	18,95 2,860	33,34 5,174	23,97 3,363	8,767 1,080	12,97 1,682
9	25,173 11,129	18,93 9,255	29,67 9,176	18,94 6,019	21,05 3,284	21,32 3,218	37,51 5,821	26,97 3,784	9,863 1,216	14,59 1,892

Na	K	Li	P	H	S	SO ₃	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
5,423 0,2824	3,568 0,1721	11,24 0,6336	2,367 1,950	18,65 0,5834	5,240 0,2562	2,099 0,5175	8,845 0,1391	4,826 1,708	3,818 2,484
10,84 0,5648	7,136 0,3443	22,49 1,267	4,735 3,901	37,31 1,167	10,48 0,5124	4,198 1,035	17,69 0,2782	9,653 3,416	7,637 4,968
16,27 0,8473	10,70 0,5165	33,74 1,901	7,103 5,851	55,97 1,750	15,72 0,7686	6,297 1,552	26,53 0,4174	14,48 5,124	11,45 7,452
21,69 1,129	14,27 0,6887	44,99 2,534	9,471 7,802	74,63 2,334	20,96 1,024	8,396 2,070	35,38 0,5565	19,30 6,833	15,27 9,936
27,11 1,412	17,84 0,8609	56,24 3,168	11,83 9,752	93,29 2,917	26,20 1,281	10,49 2,587	44,22 0,6957	24,13 8,541	19,09 12,42
32,54 1,694	21,41 1,033	67,49 3,802	14,20 11,70	111,9 3,500	31,44 1,537	12,59 3,105	53,07 0,8348	28,96 1,024	22,91 14,90
37,96 1,977	24,97 1,205	78,57 4,435	16,57 13,65	130,6 4,084	36,68 1,793	14,69 3,623	61,92 0,9740	33,78 11,95	26,73 17,38
43,38 2,259	28,54 1,377	89,99 5,069	18,94 15,60	149,2 4,677	41,92 2,049	16,79 4,140	70,76 1,113	38,61 13,66	30,55 19,87
48,81 2,541	32,11 1,549	101,2 5,703	21,81 17,55	167,9 5,251	47,16 2,305	18,89 4,658	79,61 1,252	43,44 15,37	34,37 22,35

Вес. % окисла	Si	Ti	Al	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	2,8070 1,2410	2,111 1,032	3,308 1,023	2,112 0,6722	2,347 0,3662	2,377 0,3588	4,183 0,6491	3,007 0,4219	1,099 0,1355	1,627 0,2110
2	5,6140 2,4821	4,222 2,064	6,617 2,046	4,224 1,342	4,695 0,7325	4,755 0,7176	8,366 1,298	6,015 0,8439	2,199 0,2711	3,255 0,4220
3	8,4211 3,7232	6,333 3,096	9,925 3,069	6,337 2,013	7,042 1,098	7,133 1,076	12,55 1,947	9,023 1,265	3,299 0,4067	4,882 0,6331
4	11,228 4,9643	8,444 4,128	13,23 4,093	8,449 2,685	9,390 1,465	9,510 1,435	16,73 2,596	12,03 1,687	4,399 0,5423	6,510 0,8441
5	14,035 6,2053	10,55 5,160	16,54 5,116	10,56 3,856	11,73 1,831	11,88 1,794	20,91 3,245	15,03 2,109	5,499 0,6779	8,138 1,055
6	16,842 7,4464	12,66 6,192	19,85 6,139	12,67 4,027	14,05 2,197	14,26 2,153	25,10 3,894	18,04 2,531	6,599 0,8135	9,765 1,266
7	19,649 8,6875	14,77 7,224	23,16 7,163	14,78 4,698	16,43 2,563	16,64 2,511	29,28 4,543	21,05 2,953	7,699 0,9491	11,39 1,477
8	22,456 9,9286	16,88 8,256	26,46 8,186	16,89 5,370	18,78 2,930	19,02 2,870	33,46 5,193	24,06 3,375	8,798 1,084	13,02 1,688
9	25,263 11,169	18,99 9,288	29,77 9,209	19,01 6,041	21,12 3,296	21,39 3,229	37,65 5,842	27,06 3,797	9,898 1,220	14,64 1,899

Na	K	Li	P	H	S	SO ₃	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
5,442 0,2834	3,581 0,1727	11,29 0,6359	2,376 1,957	18,72 0,5855	5,259 0,2571	2,106 0,5194	8,877 0,1396	4,844 1,714	3,832 2,492
10,88 0,5669	7,162 0,3455	22,58 1,271	4,752 3,915	37,44 1,171	10,51 0,5142	4,213 1,038	17,75 0,2792	9,688 3,428	7,665 4,985
16,32 0,8503	10,74 0,5183	33,87 1,907	7,129 5,872	56,17 1,756	15,77 0,7714	6,319 1,558	26,63 0,4189	14,53 5,143	11,49 7,478
21,77 1,133	14,32 0,6911	45,16 2,543	9,505 7,830	74,89 2,342	21,03 1,028	8,426 2,077	35,51 0,5585	19,37 6,857	15,33 9,971
27,21 1,417	17,90 0,8639	56,45 3,179	11,88 9,787	93,62 2,928	26,29 1,285	10,53 2,597	44,38 0,6982	24,22 8,572	19,16 12,46
32,65 1,700	21,48 1,036	67,74 3,815	14,25 11,74	112,3 3,513	31,55 1,542	12,63 3,116	53,26 0,8378	29,06 10,28	22,99 14,95
38,10 1,984	25,06 1,209	79,03 4,451	16,63 13,70	131,0 4,098	36,81 1,799	14,74 3,635	62,14 0,9774	33,90 12,00	26,82 17,45
43,54 2,267	28,64 1,382	90,32 5,087	19,01 15,66	149,7 4,681	42,07 2,057	16,85 4,155	71,02 1,117	38,75 13,71	30,66 19,94
48,98 2,551	32,23 1,555	101,6 5,723	21,38 17,61	168,5 5,270	47,33 2,314	18,95 4,674	79,89 1,256	43,59 15,42	34,49 22,43

Вес. % окисла	Si	Ti	Al	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	2,8170 1,2455	2,118 1,035	3,320 1,026	2,119 0,6736	2,355 0,3675	2,386 0,3601	4,198 0,6514	3,018 0,4234	1,103 0,1360	1,633 0,2118
2	5,6341 2,4910	4,237 2,071	6,640 2,053	4,239 1,347	4,711 0,7351	4,772 0,7202	8,396 1,302	6,036 0,8469	2,207 0,2721	3,266 0,4236
3	8,4511 3,7365	6,355 3,107	9,961 3,080	6,359 2,021	7,067 1,102	7,158 1,080	12,59 1,954	9,055 1,270	3,311 0,4082	4,900 0,6354
4	11,268 4,9820	8,474 4,143	13,28 4,107	8,479 2,694	9,423 1,470	9,544 1,440	16,79 2,605	12,07 1,693	4,415 0,5443	6,533 0,8472
5	14,085 6,2275	10,59 5,178	16,60 5,134	10,59 3,368	11,77 1,837	11,93 1,800	20,99 3,257	15,09 2,117	5,518 0,6804	8,167 1,059
6	16,902 7,4730	12,71 6,214	19,92 6,161	12,71 4,042	14,13 2,205	14,31 2,160	25,19 3,908	18,11 2,540	6,622 0,8164	9,800 1,270
7	19,719 8,7185	14,83 7,250	23,24 7,188	14,83 4,715	16,49 2,573	16,70 2,520	29,38 4,560	21,12 2,964	7,726 0,9525	11,43 1,482
8	22,536 9,9640	16,94 8,286	26,56 8,215	16,95 5,389	18,84 2,940	19,08 2,880	33,58 5,211	24,14 3,387	8,830 1,088	13,06 1,694
9	25,353 11,209	19,06 9,322	29,88 9,242	19,07 6,063	21,20 3,308	21,47 3,241	37,78 5,863	27,16 3,811	9,934 1,224	14,70 1,906

Na	K	Li	P	H	S	SO ₃	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
5,462 0,2844	3,593 0,1734	11,33 0,6382	2,384 1,964	18,79 0,5876	5,278 0,2580	2,114 0,5212	8,909 0,1401	4,861 1,720	3,846 2,501
10,92 0,5689	7,187 0,3468	22,66 1,276	4,769 3,929	37,58 1,175	10,55 0,5161	4,228 1,042	17,81 0,2802	9,722 3,441	7,692 5,003
16,38 0,8533	10,78 0,5202	33,99 1,914	7,154 5,893	56,37 1,763	15,83 0,7741	6,342 1,563	26,72 0,4204	14,58 5,161	11,53 7,505
21,84 1,137	14,37 0,6936	45,32 2,552	9,539 7,858	75,16 2,350	21,11 1,032	8,456 2,085	35,63 0,5605	19,44 6,882	15,38 10,00
27,31 1,422	17,96 0,8670	56,65 3,191	11,92 9,822	93,95 2,938	26,39 1,290	10,57 2,606	44,54 0,7007	24,30 8,602	19,23 12,50
32,77 1,706	21,56 1,040	67,98 3,829	14,30 11,78	112,7 3,526	31,67 1,548	12,68 3,127	53,45 0,8408	29,16 10,32	23,07 15,01
38,23 1,991	25,15 1,213	79,31 4,467	16,69 13,75	131,5 4,113	36,94 1,806	14,79 3,648	62,36 0,9869	34,03 12,04	26,92 17,51
43,69 2,275	28,75 1,387	90,64 5,105	19,07 15,71	150,3 4,701	42,22 2,064	16,91 4,170	71,27 1,121	38,89 13,76	30,77 20,01
49,16 2,560	32,34 1,560	101,9 5,744	21,46 17,68	169,1 5,288	47,50 2,322	19,02 4,691	80,18 1,261	43,75 15,48	34,61 22,91

Вес. % окисла	Si	Ti	Al	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	2,8270 1,2499	2,126 1,039	3,332 1,030	2,127 0,6760	2,364 0,3688	2,394 0,3614	4,213 0,6537	3,029 0,4249	1,107 0,1365	1,639 0,2125
2	5,6541 2,4998	4,252 2,078	6,664 2,061	4,254 1,352	4,728 0,7377	4,789 0,7228	8,426 1,307	6,058 0,8499	2,225 0,2731	3,278 0,4251
3	8,4812 3,7498	6,378 3,118	9,996 3,091	6,382 2,028	7,093 1,106	7,184 1,084	12,63 1,961	9,087 1,274	3,323 0,4096	4,917 0,6376
4	11,308 4,9997	8,504 4,157	13,32 4,122	8,509 2,704	9,457 1,475	9,578 1,445	16,85 2,615	12,11 1,699	4,430 0,5462	6,557 0,8502
5	14,135 6,2497	10,63 5,197	16,66 5,153	10,63 3,380	11,82 1,844	11,97 1,807	21,06 3,268	15,14 2,124	5,538 0,6828	8,196 1,062
6	16,962 7,4996	12,75 6,235	19,99 6,183	12,76 4,056	14,18 2,213	14,36 2,168	25,27 3,922	18,17 2,549	6,646 0,8193	9,835 1,275
7	19,789 8,7495	14,88 7,276	23,32 7,214	14,89 4,732	16,55 2,582	16,76 2,529	29,49 4,576	21,20 2,974	7,754 0,9559	11,47 1,487
8	22,616 9,9995	17,00 8,315	26,65 8,244	17,01 5,408	18,91 2,951	19,15 2,891	33,70 5,230	24,23 3,399	8,861 1,092	13,11 1,700
9	25,443 11,249	19,13 9,355	29,99 9,275	19,14 6,084	21,27 3,320	21,56 3,252	37,91 5,884	27,26 3,824	9,969 1,229	14,75 1,913

Na	K	Li	P	H	S	SO ₃	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
5,481 0,2854	3,606 0,1740	11,37 0,6405	2,393 1,971	18,85 0,5897	5,297 0,2569	2,121 0,5231	8,941 0,1406	4,878 1,726	3,860 2,510
10,96 0,5709	7,213 0,3480	22,74 1,281	4,786 3,942	37,71 1,179	10,69 0,5179	4,243 1,046	17,88 0,2812	9,757 3,453	7,720 5,021
16,44 0,8564	10,82 0,5221	34,11 1,921	7,180 5,914	56,57 1,769	15,89 0,7769	6,364 1,569	26,82 0,4219	14,63 5,180	11,58 7,532
21,92 1,141	14,42 0,6961	45,48 2,562	9,573 7,885	75,43 2,359	21,18 1,035	8,486 2,092	35,76 0,5625	19,51 6,906	15,44 10,04
27,40 1,427	18,03 0,8701	56,85 3,202	11,96 9,857	94,29 2,948	26,48 1,294	10,60 2,615	44,70 0,7031	24,39 8,633	19,30 12,55
32,89 1,712	21,64 1,044	68,22 3,843	14,36 11,82	113,1 3,538	31,78 1,553	12,72 3,138	53,64 0,8438	29,27 10,36	23,16 15,06
38,37 1,998	25,24 1,218	79,59 4,483	16,75 13,80	132,0 4,128	37,08 1,812	14,85 3,661	62,58 0,9844	34,15 12,08	27,02 17,57
43,85 2,283	28,85 1,392	90,96 5,124	19,14 15,77	150,8 4,718	42,37 2,071	16,97 4,185	71,52 1,125	39,03 13,81	30,88 20,08
49,33 2,569	32,46 1,566	102,3 5,764	21,54 17,74	169,7 5,307	47,67 2,330	19,09 4,708	80,46 1,265	43,90 15,54	34,74 22,59

Вес. % окисла	Si	Ti	Al	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	2,8.71 1,2543	2,133 1,043	3,344 1,034	2,135 0,6784	2,372 0,3701	2,403 0,3626	4,228 0,6560	3,039 0,4264	1,111 0,1370	1,645 0,2133
2	5,6742 2,5687	4,267 2,086	6,688 2,068	4,270 1,356	4,745 0,7403	4,806 0,7253	8,456 1,312	6,079 0,8529	2,223 0,2741	3,290 0,4266
3	8,5113 3,7631	6,401 3,125	10,03 3,102	6,405 2,035	7,118 1,110	7,209 1,088	12,68 1,968	9,119 1,279	3,334 0,4111	4,935 0,6399
4	11,348 5,0174	8,534 4,172	13,37 4,137	8,540 2,713	9,490 1,480	9,612 1,480	16,91 2,624	12,15 1,705	4,446 0,5482	6,580 0,8532
5	14,185 6,2718	10,66 5,215	16,72 5,171	10,67 3,392	11,86 1,850	12,01 1,813	21,14 3,280	15,19 2,132	5,558 0,6852	8,225 1,066
6	17,022 7,5262	12,80 6,258	20,06 6,205	12,81 4,070	14,23 2,221	14,41 2,176	25,36 3,936	18,23 2,588	6,669 0,8223	9,870 1,279
7	19,859 8,7806	14,93 7,802	23,40 7,239	14,94 4,749	16,60 2,591	16,82 2,538	29,59 4,562	21,27 2,985	7,781 0,9593	11,51 1,493
8	22,666 10,034	17,06 8,345	26,75 8,274	17,08 5,427	18,98 2,961	19,22 2,901	33,82 5,248	24,31 3,411	8,893 1,066	13,16 1,706
9	25,533 11,289	19,20 9,388	30,09 9,308	19,21 6,106	21,35 3,331	21,62 3,264	38,05 5,904	27,35 3,838	10,00 1,233	14,80 1,919

Na	K	Li	P	H	S	SO ₃	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
5,501 0,2864	3,619 0,1746	11,41 0,6427	2,401 1,978	18,92 0,5918	5,315 0,2598	2,129 0,5249	8,972 0,1411	4,896 1,732	3,873 2,519
11,00 0,5729	7,239 0,3493	22,82 1,285	4,803 3,956	37,85 1,184	10,63 0,5197	4,258 1,049	17,94 0,2822	9,792 3,465	7,747 5,039
16,50 0,8594	10,85 0,5239	34,23 1,928	7,205 5,935	56,77 1,775	15,94 0,7796	6,387 1,574	26,91 0,4234	14,68 5,168	11,62 7,558
22,00 1,145	14,47 0,6986	45,64 2,571	9,667 7,913	75,70 2,367	21,26 1,039	8,516 2,099	35,89 0,5645	19,58 6,931	15,49 10,07
27,50 1,432	18,09 0,8732	57,05 3,213	12,00 9,892	94,62 2,959	26,87 1,299	10,64 2,624	44,86 0,7056	24,48 8,664	19,36 12,60
33,00 1,718	21,71 1,047	68,46 3,856	14,41 11,87	113,5 3,551	31,89 1,559	12,77 3,149	53,83 0,8468	29,37 10,39	23,24 15,11
38,50 2,005	25,33 1,222	79,87 4,499	16,81 13,84	132,4 4,143	37,21 1,819	14,90 3,674	62,80 0,9879	34,27 12,12	27,11 17,63
44,00 2,291	28,95 1,397	91,28 5,142	19,21 15,82	151,4 4,734	42,52 2,079	17,03 4,199	71,78 1,129	39,16 13,86	30,98 20,15
49,51 2,578	32,57 1,571	10,26 5,785	21,61 17,80	170,3 5,326	47,84 2,339	19,16 4,724	80,75 1,270	44,06 15,59	34,86 22,67

Вес. % окисла	Si	Ti	Al	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	2,8171 1,2588	2,141 1,046	3,355 1,037	2,142 0,6808	2,381 0,3715	2,411 0,3639	4,243 0,6584	3,050 0,4279	1,115 0,1375	1,650 0,2140
2	5,6942 2,5176	4,282 2,093	6,711 2,075	4,285 1,361	4,762 0,7430	4,823 0,7279	8,486 1,316	6,101 0,8559	2,231 0,2750	3,201 0,4281
3	8,5414 3,7764	6,423 3,140	10,06 3,113	6,427 2,042	7,143 1,114	7,235 1,091	12,72 1,975	9,152 1,283	3,346 0,4126	4,952 0,6421
4	11,388 5,0352	8,534 4,187	13,42 4,151	8,570 2,723	9,524 1,486	9,646 1,455	10,97 2,633	12,20 1,711	4,462 0,5501	6,603 0,8562
5	14,235 6,2940	10,70 5,234	16,77 5,189	10,71 3,404	11,90 1,857	12,05 1,819	21,21 3,292	15,25 2,139	5,577 0,6876	8,254 1,070
6	17,082 7,5528	12,84 6,281	20,13 6,227	12,85 4,085	14,28 2,229	14,47 2,183	25,45 3,950	18,30 2,567	6,693 0,8252	9,905 1,284
7	19,929 8,8116	14,93 7,327	23,49 7,265	14,99 4,766	16,66 2,600	16,88 2,547	29,70 4,608	21,35 2,995	7,809 0,9627	11,55 1,498
8	22,777 10,070	17,12 8,374	26,84 8,303	17,14 5,446	19,04 2,972	19,29 2,911	33,94 5,267	24,40 3,423	8,924 1,100	13,20 1,712
9	25,624 11,329	19,27 9,421	30,20 9,341	19,28 6,127	21,43 3,343	21,70 3,275	38,18 5,925	27,45 3,851	10,04 1,227	14,85 1,926

Na	K	Li	P	H	S	SO ₃	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
5,520 0,2876	3,632 0,1752	11,45 0,6450	2,410 1,985	18,99 0,5938	5,334 0,2608	2,136 0,5268	9,004 0,1416	4,913 1,738	3,887 2,528
11,04 0,5750	7,264 0,3505	22,90 1,290	4,820 3,970	37,88 1,188	10,66 0,5216	4,273 1,053	18,00 0,2832	9,826 3,477	7,774 5,057
16,56 0,8625	10,89 0,5258	34,35 1,935	7,230 5,956	56,97 1,781	16,00 0,7824	6,410 1,580	27,01 0,4249	14,74 5,216	11,66 7,565
22,08 1,150	14,52 0,7010	45,80 2,580	9,641 7,941	75,96 2,375	21,33 1,043	8,546 2,107	36,01 0,5665	19,65 6,955	15,54 10,11
27,60 1,437	18,16 0,8763	57,25 3,225	12,05 9,927	94,96 2,969	26,67 1,304	10,68 2,634	45,02 0,7081	24,56 8,694	19,43 12,64
33,12 1,725	21,79 1,051	68,70 3,870	14,46 11,91	113,9 3,563	32,00 1,564	12,82 3,161	54,02 0,8498	29,48 10,43	23,32 15,17
38,64 2,012	25,42 1,226	80,15 4,515	16,87 13,89	132,9 4,157	37,34 1,825	14,95 3,687	63,03 0,9914	34,39 12,17	27,21 17,69
44,16 2,300	29,05 1,402	91,61 5,160	19,28 15,88	151,9 4,750	42,07 2,086	17,09 4,214	72,03 1,133	39,30 13,91	31,09 20,22
49,68 2,587	32,69 1,577	103,0 5,806	21,69 17,85	170,9 5,344	48,01 2,347	19,23 4,741	81,03 1,274	44,22 15,65	34,98 22,75

Вес. % окисла	Si	Ti	Al	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	2,8571 1,2932	2,148 1,050	3,367 1,041	2,150 0,6832	2,389 0,3728	2,420 0,3652	4,258 0,6607	3,061 0,4294	1,119 0,1380	1,656 0,2148
2	5,7143 2,5264	4,297 2,101	6,735 2,083	4,300 1,366	4,775 0,7466	4,840 0,7305	8,516 1,321	6,122 0,8589	2,239 0,2760	3,313 0,4296
3	8,5714 3,7897	6,446 3,151	10,10 3,124	6,450 2,049	7,168 1,118	7,260 1,095	12,77 1,982	9,184 1,288	3,358 0,4140	4,970 0,6444
4	11,428 5,0529	8,595 4,202	13,47 4,166	8,600 2,733	9,558 1,491	9,680 1,461	17,03 2,642	12,24 1,717	4,478 0,5520	6,626 0,8592
5	14,285 6,3161	10,74 5,252	16,83 5,207	10,75 3,416	11,94 1,864	12,10 1,826	21,29 3,303	15,30 2,147	5,597 0,6900	8,283 1,074
6	17,142 7,5794	12,89 6,303	20,20 6,249	12,90 4,099	14,33 2,236	14,52 2,191	25,54 3,964	18,36 2,576	6,717 0,8281	9,940 1,288
7	20,000 8,8426	15,04 7,353	23,57 7,290	15,05 4,782	16,72 2,609	16,94 2,556	29,80 4,625	21,43 3,006	7,836 0,9661	11,59 1,503
8	22,857 10,105	17,19 8,404	26,94 8,332	17,20 5,466	19,11 2,982	19,36 2,922	34,06 5,285	24,49 3,435	8,956 1,104	13,25 1,718
9	25,714 11,369	19,33 9,454	30,30 9,374	19,35 6,149	21,50 3,355	21,78 3,287	38,32 5,946	27,55 3,865	10,07 1,242	14,91 1,933

Na	K	Li	P	H	S	SO ₂	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
5,540 0,2885	3,645 0,1758	11,49 0,6473	2,418 1,992	19,05 0,5059	5,353 0,2617	2,144 0,5287	9,036 0,1421	4,930 1,745	3,901 2,537
11,08 0,5770	7,290 0,3517	22,98 1,294	4,837 3,984	38,11 1,192	10,70 0,5234	4,288 1,057	18,07 0,2842	9,801 3,490	7,802 5,074
16,62 0,8655	10,93 0,5276	34,47 1,941	7,256 5,977	57,17 1,788	16,06 0,7851	6,432 1,586	27,10 0,4264	14,79 5,235	11,70 7,612
22,16 1,154	14,58 0,7035	45,96 2,589	9,675 7,969	76,23 2,384	21,41 1,046	8,576 2,114	36,14 0,5685	19,72 6,980	15,60 10,14
27,70 1,442	18,22 0,8794	57,45 3,236	12,09 9,962	95,29 2,980	26,76 1,308	10,72 2,643	45,18 0,7106	24,65 8,725	19,50 12,68
33,24 1,731	21,87 1,055	68,95 3,883	14,51 11,95	114,3 3,575	32,12 1,570	12,86 3,172	54,21 0,8528	29,58 10,47	23,40 15,22
38,78 2,019	25,51 1,231	80,44 4,531	16,53 13,94	133,4 4,171	37,47 1,832	15,00 3,700	63,25 0,9949	34,51 12,21	27,30 17,76
44,32 2,308	29,16 1,407	91,93 5,178	19,35 15,93	152,4 4,767	42,82 2,093	17,15 4,229	72,28 1,137	39,44 13,96	31,20 20,29
49,86 2,596	32,80 1,582	103,4 5,825	21,76 17,93	171,5 5,363	48,18 2,355	19,29 4,758	81,32 1,279	44,37 15,70	35,10 22,83

Вес. % окисла	Si	Ti	Al	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	2,8671 1,2676	2,156 1,054	3,379 1,045	2,157 0,6856	2,397 0,3741	2,428 0,3665	4,273 0,6630	3,072 0,4310	1,123 0,1385	1,662 0,2155
2	5,7343 2,5353	4,312 2,108	6,759 2,090	4,315 1,371	4,795 0,7482	4,857 0,7330	8,546 1,326	6,144 0,8620	2,246 0,2770	3,325 0,4311
3	8,6015 3,8030	6,468 3,162	10,13 3,135	6,472 2,056	7,193 1,122	7,285 1,099	12,81 1,989	9,216 1,293	3,370 0,4155	4,987 0,6467
4	11,468 5,0706	8,625 4,216	13,51 4,180	8,630 2,742	9,591 1,496	9,714 1,466	17,09 2,652	12,28 1,724	4,493 0,5540	6,650 0,8622
5	14,335 6,3383	10,78 5,271	16,89 5,226	10,78 3,428	11,98 1,870	12,14 1,832	21,36 3,315	15,36 2,155	5,617 0,6925	8,312 1,077
6	17,203 7,6060	12,93 6,325	20,27 6,271	12,94 4,113	14,38 2,244	14,57 2,199	25,63 3,978	18,43 2,586	6,740 0,8310	9,975 1,293
7	20,070 8,8737	15,09 7,379	23,65 7,316	15,10 4,799	16,78 2,618	17,00 2,565	29,91 4,641	21,50 3,017	7,864 0,9695	11,63 1,508
8	22,937 10,141	17,25 8,433	27,03 8,361	17,26 5,485	19,18 2,992	19,42 2,932	34,18 5,304	24,57 3,448	8,987 1,108	13,30 1,724
9	25,804 11,409	19,40 9,487	30,41 9,407	19,41 6,170	21,58 3,367	21,85 3,298	38,45 5,967	27,64 3,879	10,11 1,246	14,96 1,940

Na	K	Li	P	H	S	SO ₂	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
5,559 0,2895	3,657 0,1765	11,53 0,6496	2,427 1,999	19,12 0,5980	5,372 0,2626	2,151 0,5305	9,067 0,1426	4,947 1,751	3,914 2,546
11,11 0,5790	7,315 0,3530	23,06 1,299	4,854 3,988	38,25 1,196	10,74 0,5252	4,803 1,061	18,13 0,2852	9,895 3,502	7,829 5,092
16,67 0,8685	10,97 0,5295	34,59 1,948	7,241 5,988	57,37 1,794	16,11 0,7879	6,455 1,591	27,20 0,4279	14,84 5,253	11,44 7,639
22,23 1,158	14,63 0,7060	46,12 2,598	9,709 7,997	76,50 2,392	21,48 1,050	8,706 2,122	36,27 0,5705	19,79 7,004	15,65 10,18
27,79 1,447	18,28 0,8825	57,66 3,247	12,13 9,997	95,63 2,990	26,86 1,313	16,75 2,652	45,33 0,7131	24,73 8,755	19,57 12,73
33,35 1,737	21,94 1,059	69,19 3,897	14,56 11,99	114,7 3,588	32,23 1,575	12,91 3,183	54,40 0,8558	29,68 10,50	23,48 15,27
38,91 2,026	25,60 1,235	80,72 4,547	16,99 13,99	133,8 4,186	37,60 1,838	15,06 3,713	63,47 0,9984	34,63 12,25	27,40 17,82
44,47 2,316	29,26 1,412	92,25 5,196	19,41 15,99	153,0 4,784	42,97 2,101	17,21 4,244	72,54 1,141	39,58 14,00	31,31 20,37
50,03 2,605	32,92 1,588	103,7 5,846	21,84 17,99	172,1 5,382	48,35 2,363	19,36 4,775	81,61 1,283	44,53 15,76	35,23 22,91

Вес. % окисла	Si	Ti	Al	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	2,872 1,2721	2,163 1,057	3,391 1,048	2,105 0,6880	2,406 0,3754	2,437 0,3678	4,287 0,6653	3,082 0,4325	1,127 0,1389	1,668 0,2163
2	5,7544 2,5142	4,327 2,115	6,782 2,097	4,330 1,376	4,812 0,7508	4,874 0,7355	8,575 1,330	6,165 0,8650	2,254 0,2779	3,336 0,4326
3	8,6316 3,8163	6,491 3,173	10,17 3,146	6,495 2,064	7,218 1,126	7,311 1,103	12,85 1,996	9,248 1,297	3,382 0,4169	5,005 0,6489
4	11,508 5,0884	8,655 4,231	13,56 4,195	8,660 2,752	9,625 1,501	9,748 1,471	17,15 2,661	12,33 1,730	4,509 0,5559	6,673 0,8652
5	14,385 6,3605	10,81 5,289	16,95 5,244	10,82 3,440	12,03 1,877	12,18 1,839	21,43 3,326	15,41 2,162	5,636 0,6949	8,341 1,081
6	17,263 7,6326	12,98 6,347	20,34 6,293	12,99 4,128	14,43 2,252	14,62 2,206	25,72 3,992	18,49 2,595	6,764 0,8339	10,01 1,297
7	20,140 8,9047	15,14 7,405	23,73 7,312	15,15 4,816	16,84 2,628	17,06 2,574	30,01 4,657	21,58 3,027	7,891 0,9729	11,67 1,514
8	23,017 10,176	17,31 8,463	27,13 8,391	17,32 5,504	19,25 3,003	19,49 2,942	34,30 5,322	2,466 3,460	90,18 1,111	13,34 1,730
9	25,894 11,448	19,47 9,521	30,52 9,439	19,48 6,192	21,65 3,378	21,93 3,310	38,50 5,988	27,74 3,892	10,14 1,250	15,01 1,946

Na	K	Li	P	H	S	SO ₃	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
5,578 0,2905	3,670 0,1771	11,57 0,6518	2,435 2,006	19,19 0,6001	5,391 0,2635	2,159 0,5324	9,099 0,1431	4,965 1,757	3,928 2,555
11,15 0,5810	7,341 0,3512	23,14 1,303	4,871 4,012	38,38 1,200	10,78 0,5271	4,318 1,064	18,19 0,2862	9,930 3,514	7,856 5,110
16,73 0,8716	11,01 0,5313	34,71 1,955	7,307 6,019	57,57 1,800	16,17 0,7906	6,477 1,597	27,29 0,4293	14,89 5,271	11,78 7,665
22,31 1,162	14,68 0,7084	46,28 2,607	9,743 8,025	76,77 2,400	21,56 1,054	8,637 2,129	36,39 0,5725	19,86 7,029	15,71 10,22
27,89 1,452	18,35 0,8855	57,86 3,259	12,17 10,03	95,96 3,00	26,95 1,317	10,79 2,662	45,49 0,7156	24,82 8,786	19,64 12,77
33,47 1,745	22,02 1,062	69,43 3,911	14,61 12,03	115,1 3,601	32,34 1,581	12,95 3,194	54,59 0,8587	29,79 10,54	23,57 15,33
39,05 2,033	25,69 1,239	81,00 4,563	17,05 14,04	134,3 4,201	37,73 1,844	15,11 3,726	63,69 1,001	34,75 12,30	27,49 17,88
44,63 2,324	29,36 1,416	92,57 5,214	19,48 16,05	153,5 4,801	43,12 2,108	17,27 4,259	72,79 1,145	39,72 14,05	31,42 20,44
50,21 2,614	33,03 1,594	104,1 5,866	21,92 18,05	172,7 5,401	48,51 2,372	19,43 4,791	81,89 1,288	44,68 15,81	35,35 22,99

Вес. % окисла	Si	Ti	Al	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	2,8872 1,2735	2,171 1,061	3,403 1,052	2,172 0,6904	2,414 0,3767	2,445 0,3690	4,302 0,6676	3,093 0,4340	1,131 0,1394	1,674 0,2170
2	5,7744 2,5530	4,342 2,123	6,805 2,105	4,345 1,380	4,829 0,7381	4,891 0,7381	8,605 1,335	5,187 0,8680	2,262 0,2789	3,348 0,4341
3	8,6617 3,8236	6,514 3,184	10,20 3,157	6,518 2,071	7,244 1,130	7,335 1,107	12,90 2,003	9,281 1,302	3,393 0,4184	5,022 0,6512
4	11,548 5,1051	8,685 4,245	13,61 4,210	8,690 2,761	9,658 1,506	9,782 1,476	17,21 2,670	12,37 1,736	4,525 0,5578	6,696 0,8683
5	14,436 6,3826	10,85 5,307	17,01 5,262	10,86 3,452	12,07 1,883	12,22 1,845	21,51 3,338	15,46 2,170	5,656 0,6973	8,370 1,085
6	17,323 7,6592	13,02 6,369	20,41 6,315	13,03 4,142	14,48 2,260	14,67 2,214	25,81 4,005	18,53 2,604	67,87 0,8368	10,04 1,302
7	20,210 8,9357	15,19 7,431	23,82 7,367	15,20 4,833	16,90 2,637	17,11 2,583	30,12 4,673	21,65 3,038	7,918 0,9763	11,71 1,519
8	23,097 10,212	17,37 8,492	27,22 8,420	17,38 5,523	19,31 3,013	19,56 2,952	34,42 5,341	24,74 3,472	9,050 1,115	13,39 1,736
9	25,985 11,488	19,54 9,554	30,62 9,472	19,55 6,214	21,73 3,390	22,01 3,321	38,72 6,009	27,84 3,906	10,18 1,255	15,06 1,953

Na	K	Li	P	H	S	SO ₃	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
5,598 0,2915	3,683 0,1777	11,61 0,6541	2,444 2,013	19,25 0,6022	5,409 0,2644	2,166 0,5342	9,131 0,1436	4,982 1,763	3,942 2,564
11,19 0,5831	7,367 0,3554	23,22 1,308	4,888 4,026	38,51 1,204	10,81 0,5289	4,323 1,068	18,26 0,2872	9,965 3,526	7,884 5,128
16,79 0,8746	11,05 0,5332	34,83 1,962	7,332 6,040	57,77 1,807	16,22 0,7934	6,500 1,602	27,39 0,4308	14,94 5,290	11,82 7,692
22,89 1,166	14,73 0,7109	46,45 2,616	9,777 8,053	77,03 2,409	21,63 1,057	8,667 2,137	36,52 0,5745	19,93 7,053	15,76 10,25
27,99 1,457	18,41 0,8886	58,06 3,270	12,22 10,06	96,29 3,011	27,04 1,322	10,83 2,671	45,65 0,7181	24,91 8,817	10,71 12,82
33,59 1,749	22,10 1,066	69,67 3,924	14,66 12,08	115,5 3,613	32,45 1,586	13,00 3,205	54,78 0,8617	29,89 10,58	23,65 15,38
39,18 2,040	25,78 1,244	81,28 4,578	17,10 14,09	134,8 4,215	37,86 1,851	15,16 3,739	63,91 1,005	34,87 12,34	27,59 17,94
44,78 2,322	29,46 1,421	92,90 5,233	19,55 16,10	154,0 4,818	43,27 2,115	17,33 4,274	73,05 1,149	39,86 14,10	31,53 20,51
50,38 2,623	33,15 1,599	104,5 5,887	21,99 18,12	173,3 5,420	48,68 2,380	19,50 4,808	82,18 1,292	44,84 15,87	35,47 23,07

Вес. % окисла	Si	Ti	Al	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	2,8972 1,2809	2,178 1,065	3,414 1,056	2,180 0,6928	2,423 0,3780	2,454 0,3703	4,317 0,6700	3,104 0,4355	1,135 0,1399	1,679 0,2178
2	5,7945 2,5619	4,357 2,130	6,829 2,112	4,360 1,385	4,846 0,7560	4,908 0,7407	8,635 1,340	6,208 0,8710	2,270 0,2799	3,359 0,4356
3	8,6917 3,8429	6,536 3,195	10,24 3,168	6,540 2,078	7,269 1,134	7,362 1,111	12,95 2,010	9,313 1,306	3,405 0,4198	5,039 0,6534
4	11,589 5,1238	8,715 4,261	13,65 4,224	8,721 2,771	9,692 1,522	9,816 1,481	17,27 2,680	12,41 1,742	4,540 0,8598	6,719 0,8713
5	14,486 6,4048	10,89 5,326	17,07 5,280	10,90 3,464	12,11 1,890	12,27 1,851	21,58 3,350	15,52 2,177	5,676 0,6097	8,399 1,089
6	17,383 7,6858	13,07 6,391	20,48 6,337	13,08 4,157	14,53 2,268	14,72 2,222	25,90 4,020	18,62 2,613	6,811 0,8397	10,07 1,306
7	20,280 8,9667	15,25 7,456	23,90 7,393	15,26 4,849	16,96 2,645	17,17 2,592	30,22 4,690	21,73 3,048	7,946 0,9796	11,75 1,524
8	23,178 10,247	17,43 8,522	27,31 8,449	17,44 5,542	19,38 3,024	19,63 2,953	34,54 5,360	24,83 3,484	9,081 1,119	13,43 1,742
9	26,075 11,528	19,61 9,587	30,73 9,505	19,62 6,235	21,80 3,402	22,08 3,333	38,80 6,030	27,93 3,919	10,21 1,259	15,11 1,960

Na	K	Li	P	H	S	SO ₃	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
5,617 0,2925	3,696 0,1783	11,65 0,6564	2,452 2,020	19,32 0,6043	5,428 0,2654	2,174 0,5361	9,162 0,1441	4,999 1,769	3,955 2,573
11,23 0,5851	7,392 0,3567	23,30 1,312	4,905 4,040	38,65 1,21	10,85 0,5308	4,348 1,072	18,32 0,2882	9,599 3,539	7,911 5,146
16,85 0,8776	11,08 0,5350	34,95 1,969	7,358 6,061	57,98 1,81	16,28 0,7962	6,522 1,608	27,48 0,4323	14,99 5,308	11,83 7,719
22,47 1,170	14,78 0,7134	46,61 2,625	9,811 8,081	77,30 2,42	21,71 1,061	8,097 2,144	36,65 0,5765	19,99 7,078	15,82 10,29
28,09 1,462	18,48 0,8917	58,26 3,282	12,26 10,10	96,63 3,02	27,14 1,327	10,87 2,680	45,81 0,7206	24,99 8,847	19,77 12,86
33,70 1,755	22,17 1,070	69,91 3,938	14,71 12,12	115,9 3,63	32,57 1,592	13,04 3,216	54,97 0,8647	29,99 10,61	23,73 15,43
39,32 2,047	25,87 1,248	81,57 4,594	17,16 14,14	135,2 4,23	38,00 1,857	15,22 3,752	64,14 1,008	34,99 12,38	27,69 18,01
44,94 2,340	29,57 1,426	93,22 5,251	19,62 16,16	154,6 4,83	43,42 2,123	17,39 4,288	73,30 1,153	39,99 14,15	31,64 20,58
50,56 2,633	33,26 1,605	104,8 5,907	22,07 18,18	173,9 5,44	48,85 2,388	19,56 4,825	82,46 1,297	44,99 15,92	35,60 23,15

Вес. % окисла	Si	Ti	Al	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	2,9072 1,2854	2,185 1,068	3,426 1,059	2,187 0,6952	2,431 0,3793	2,462 0,3716	4,332 0,6723	3,115 0,4370	1,139 0,1404	1,685 0,2185
2	5,8145 2,5708	4,372 2,137	6,853 2,119	4,375 1,390	4,862 0,7587	4,925 0,7433	8,665 1,344	6,230 0,8740	2,278 0,2808	3,371 0,4371
3	8,7218 3,8562	6,559 3,206	10,28 3,179	6,563 2,085	7,294 1,138	7,387 1,114	12,99 2,016	9,345 1,311	3,417 0,4213	5,057 0,6557
4	11,629 5,1416	8,745 4,275	13,70 4,239	8,751 2,781	9,725 1,517	9,850 1,486	17,33 2,689	12,46 1,748	4,556 0,5617	6,743 0,8743
5	14,533 6,4270	10,93 5,344	17,13 5,299	10,93 3,476	12,15 1,896	12,31 1,858	21,66 3,361	15,57 2,185	5,695 0,7022	8,428 1,092
6	17,443 7,7124	13,11 6,412	20,56 6,359	13,12 4,171	14,58 2,276	14,77 2,229	25,99 4,033	18,69 2,622	6,834 0,8426	10,11 1,311
7	20,350 8,9978	15,30 7,482	23,98 7,418	15,31 4,866	17,02 2,655	17,23 2,601	30,32 4,706	21,80 3,059	7,973 0,9830	11,80 1,530
8	23,258 10,283	17,49 8,551	27,41 8,478	17,50 5,562	19,45 3,034	19,70 2,973	34,66 5,378	24,92 3,496	9,113 1,123	13,48 1,748
9	26,165 11,568	19,67 9,620	30,84 9,538	19,69 6,257	21,88 3,114	22,16 3,344	38,99 6,050	28,03 3,933	10,25 1,263	15,17 1,967

Na	K	Li	P	H	S	SO ₃	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
5,637 0,2935	3,709 0,1789	11,69 0,6586	2,461 2,027	19,39 0,6064	5,447 0,2663	2,181 0,5379	9,194 0,1446	5,017 1,775	3,969 2,581
11,27 0,5871	7,418 0,3579	23,38 1,317	4,922 4,054	38,78 1,21	10,89 0,5326	4,363 1,075	18,38 0,2892	10,03 3,551	7,939 5,163
16,91 0,8807	11,12 0,5369	35,08 1,976	7,383 6,082	58,18 1,82	16,34 0,7989	6,545 1,613	27,58 0,4338	15,05 5,327	11,90 7,745
22,54 1,174	14,83 0,7158	46,77 2,634	9,844 8,109	77,57 2,43	21,78 1,065	8,727 2,151	36,77 0,5785	20,06 7,102	15,87 10,32
28,18 1,467	18,54 0,8948	58,46 3,293	12,30 10,13	96,96 3,03	27,23 1,331	10,90 2,689	45,97 0,7231	25,08 8,878	19,84 12,90
33,82 1,761	22,25 1,073	70,16 3,952	14,76 12,16	116,3 3,64	32,68 1,597	13,09 3,227	55,16 0,8577	30,10 10,65	23,81 15,49
39,46 2,055	25,96 1,252	81,85 4,610	17,22 14,19	135,7 4,24	38,13 1,834	15,27 3,765	64,36 1,012	35,12 12,42	27,78 18,07
45,09 2,348	29,67 1,431	93,54 5,269	19,68 16,21	155,1 4,85	43,57 2,130	17,45 4,303	73,55 1,157	40,13 14,20	31,75 20,65
50,73 2,642	33,38 1,610	105,2 5,928	22,15 18,24	174,5 5,46	49,02 2,396	19,63 4,841	82,75 1,301	45,15 15,98	35,72 23,23

Вес. % окисла	Si	Ti	Al	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	2,9173 1,2898	2,194 1,072	3,438 1,063	2,195 0,6976	2,439 0,3805	2,471 0,3729	4,347 0,6746	3,125 0,4385	1,143 0,1409	1,691 0,2193
2	5,8346 2,5796	4,388 2,145	6,877 2,126	4,390 1,395	4,879 0,7613	4,942 0,7458	8,695 1,349	6,251 0,8770	2,286 0,2828	3,383 0,4386
3	8,7519 3,8695	6,582 3,217	10,31 3,190	6,583 2,092	7,319 1,141	7,413 1,118	13,04 2,023	9,377 1,315	3,429 0,4227	5,074 0,6580
4	11,669 5,1593	8,776 4,290	13,75 4,253	8,781 2,790	9,759 1,522	9,884 1,491	17,39 2,698	12,50 1,754	4,572 0,5637	6,766 0,8773
5	14,586 6,4491	10,97 5,363	17,19 5,317	10,97 3,488	12,19 1,903	12,35 1,864	21,73 3,373	15,62 2,192	5,715 0,7046	8,458 1,096
6	17,503 7,7390	13,16 6,425	20,63 6,380	13,17 4,185	14,63 2,283	14,82 2,237	26,08 4,047	18,75 2,631	6,858 0,8455	10,14 1,316
7	20,421 9,0288	15,35 7,508	24,07 7,444	15,36 4,883	17,07 2,664	17,29 2,610	30,43 4,722	21,88 3,069	8,001 0,9864	11,84 1,535
8	23,338 10,818	17,55 8,581	27,50 8,507	17,56 5,581	19,51 3,045	19,76 2,983	34,78 5,397	25,00 3,508	9,144 1,127	13,53 1,754
9	26,255 11,608	19,74 9,653	30,94 9,571	19,75 6,278	21,95 3,425	22,24 3,356	39,12 6,071	28,13 3,946	10,28 1,268	15,22 1,974

Na	K	Li	P	H	S	SO ₃	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
5,656 0,2945	3,721 0,1795	11,73 0,6609	2,469 2,034	19,46 0,6085	5,466 0,2672	2,189 0,5398	9,226 0,1451	5,034 1,781	3,983 2,590
11,31 0,5891	7,443 0,3591	23,46 1,321	4,939 4,068	38,92 1,22	10,93 0,5344	4,378 1,079	18,45 0,2902	10,06 3,563	7,966 5,181
16,97 0,8837	11,16 0,5387	35,20 1,982	7,409 6,103	58,38 1,83	16,39 0,8017	6,568 1,619	27,67 0,4353	15,10 5,345	11,94 7,772
2,262 1,178	14,88 0,7183	46,93 2,643	9,878 8,137	77,84 2,43	21,86 1,068	8,757 2,159	36,90 0,5805	20,13 7,127	15,93 10,36
28,28 1,472	18,60 0,8979	58,66 3,304	12,34 10,17	97,30 3,04	27,33 1,336	10,94 2,699	46,13 0,7256	25,17 8,908	19,91 12,95
33,94 1,767	22,33 1,077	70,40 3,965	14,81 12,20	116,7 3,65	32,79 1,603	13,13 3,239	55,35 0,8707	30,20 10,69	23,89 15,54
39,59 2,062	26,05 1,257	82,13 4,626	17,28 14,24	136,2 4,26	38,26 1,870	15,32 3,778	64,58 1,015	35,24 12,47	27,88 18,13
45,25 2,356	29,77 1,436	93,86 5,287	19,75 16,27	155,6 4,87	43,72 2,137	17,51 4,318	73,81 1,161	40,27 14,25	31,86 20,72
50,91 2,651	33,49 1,616	105,6 5,948	22,22 18,30	175,1 5,48	49,19 2,405	19,70 4,858	83,03 1,306	45,31 16,03	35,84 23,31

Вес. % окисла	Si	Ti	Al	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	2,9273 1,2942	2,201 1,076	3,450 1,067	2,202 0,7000	2,448 0,3819	2,479 0,3742	4,362 0,6769	3,136 0,4400	1,146 0,1414	1,697 0,2206
2	5,8546 2,5885	4,403 2,152	6,900 2,134	4,405 1,400	4,896 0,7639	4,959 0,7484	8,725 1,353	6,273 0,8800	2,293 0,2828	3,394 0,4401
3	8,7820 3,8827	6,604 3,228	10,35 3,201	6,608 2,100	7,344 1,145	7,438 1,122	13,08 2,030	9,409 1,320	3,440 0,4242	5,092 0,6602
4	11,709 5,1770	8,806 4,305	13,80 4,268	8,811 2,800	9,792 1,527	9,918 1,496	17,45 2,707	12,54 1,760	4,587 0,5956	6,789 0,8803
5	14,635 6,4713	11,00 5,381	17,25 5,335	11,01 3,500	12,24 1,909	12,39 1,871	21,81 3,384	15,68 2,200	5,734 0,7070	8,487 1,100
6	17,564 7,7655	13,20 6,457	20,70 6,402	13,21 4,200	14,68 2,291	14,87 2,245	26,17 4,061	18,81 2,640	6,881 0,8484	10,18 1,320
7	20,491 9,0598	15,41 7,534	24,15 7,470	15,42 4,900	17,13 2,673	17,35 2,619	30,53 4,738	21,95 3,080	8,028 0,9898	11,88 1,540
8	23,418 10,354	17,61 8,610	27,60 8,587	17,62 5,600	19,58 3,055	19,83 2,993	34,90 5,415	25,09 3,520	9,175 1,131	13,57 1,760
9	26,346 11,648	19,81 9,686	31,05 9,604	19,82 6,300	22,03 3,437	22,31 3,368	39,26 6,092	28,22 3,960	10,82 1,272	15,27 1,980

Na	K	Li	P	H	S	SO ₃	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
5,676 0,2956	3,734 0,1802	11,77 0,6632	2,478 2,041	19,52 0,6106	5,484 0,2681	2,193 0,5416	9,258 0,1456	5,051 1,787	3,996 2,599
11,85 0,5912	7,469 0,3604	23,54 1,326	4,956 4,082	39,05 1,22	10,96 0,5363	4,393 1,083	18,51 0,2912	10,10 3,575	7,993 5,199
17,02 0,8868	11,20 0,5406	35,32 1,989	7,434 6,124	58,58 1,83	16,45 0,8044	6,590 1,625	27,77 0,4368	15,15 5,363	11,99 7,799
22,70 1,182	14,93 0,7208	47,09 2,652	9,912 8,165	78,10 2,44	21,93 1,072	8,787 2,166	37,03 0,5825	20,20 7,151	15,98 10,39
28,38 1,478	18,67 0,9010	58,87 3,316	12,39 10,20	97,63 3,05	27,42 1,340	10,98 2,708	46,29 0,7281	25,25 8,939	19,98 12,99
34,05 1,773	22,40 1,081	70,64 3,979	14,86 12,24	117,1 3,66	32,90 1,608	13,18 3,250	55,54 0,8737	30,31 10,72	23,98 15,59
39,73 2,069	26,14 1,261	82,41 4,642	17,34 14,28	133,6 4,27	38,39 1,877	15,37 3,791	64,80 1,019	35,36 12,51	27,97 18,19
45,40 2,354	29,87 1,441	94,19 5,305	19,82 16,33	156,2 4,88	43,87 2,145	17,57 4,333	74,06 1,165	40,41 14,30	31,97 20,79
51,08 2,660	33,61 1,621	105,9 5,968	22,30 18,37	175,7 5,50	49,36 2,413	19,77 4,875	83,32 1,310	45,46 16,09	35,97 23,39

Вес. % окисла	Si	Ti	Al	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	2,9372 1,2886	2,209 1,080	3,462 1,070	2,210 0,7024	2,456 0,3832	2,488 0,3755	4,377 0,6792	3,147 0,4415	1,150 0,1418	1,703 0,2208
2	5,8747 2,5973	4,418 2,160	6,924 2,141	4,420 1,404	4,913 0,7665	4,976 0,7510	8,755 1,358	6,294 0,8831	2,301 0,2837	3,406 0,4416
3	8,8120 3,8960	6,627 3,240	10,38 3,212	6,631 2,107	7,369 1,149	7,464 1,126	13,13 2,037	9,442 1,324	3,452 0,4256	5,109 0,6625
4	11,749 5,1947	8,836 4,320	13,84 4,283	8,841 2,809	9,826 1,533	9,952 1,502	17,51 2,717	12,58 1,766	4,603 0,5675	6,812 0,8833
5	14,686 6,4934	11,04 5,400	17,31 5,354	11,05 3,512	12,28 1,916	12,44 1,877	21,88 3,306	15,73 2,207	5,754 0,7094	8,516 1,104
6	17,624 7,7921	13,25 6,480	20,77 6,424	13,26 4,214	14,73 2,299	14,92 2,253	26,26 4,075	18,88 2,649	6,905 0,8513	10,11 1,315
7	20,561 9,0908	15,46 7,560	24,23 7,495	15,47 4,917	17,19 2,682	17,41 2,628	30,64 4,754	22,03 3,090	8,056 0,9932	11,92 1,545
8	23,498 10,389	17,67 8,640	27,69 8,566	17,68 5,619	19,65 3,066	19,90 3,004	35,02 5,434	25,17 3,532	9,207 1,135	13,62 1,766
9	26,436 11,688	19,88 9,720	31,16 9,637	19,89 6,322	22,10 3,449	22,39 3,379	39,39 6,113	28,32 3,973	10,35 1,277	15,32 1,987

Na	K	Li	P	H	S	SO ₃	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
5,695 0,2966	3,747 0,1808	11,81 0,6654	2,486 2,048	19,59 0,6127	5,503 0,2690	2,204 0,5435	9,289 0,1461	5,069 1,794	4,010 2,608
11,39 0,5932	7,494 0,3616	23,62 1,331	4,973 4,096	30,18 1,22	11,00 0,5381	4,468 1,687	18,57 0,2922	10,13 3,588	8,021 5,217
17,68 0,8858	11,24 0,5424	35,44 1,996	7,460 6,145	58,78 1,84	16,51 0,8572	6,613 1,630	27,86 0,4383	15,20 5,382	12,03 7,825
22,78 1,186	14,58 0,7232	47,25 2,661	9,946 8,193	78,37 2,45	22,01 1,076	8,817 2,174	37,15 0,5845	20,27 7,176	16,04 10,43
28,47 1,483	18,73 0,9041	59,07 3,327	12,43 10,24	97,97 3,06	27,51 1,345	11,02 2,717	46,44 0,7306	25,34 8,970	20,05 13,04
34,17 1,779	22,48 1,084	70,88 3,992	14,92 12,29	117,5 3,68	33,02 1,614	13,22 3,251	55,73 0,8767	30,41 10,76	24,06 15,65
39,86 2,076	26,23 1,265	82,70 4,658	17,40 14,33	137,1 4,29	38,52 1,883	15,43 3,804	65,02 1,022	35,48 12,55	28,07 18,26
45,56 2,372	29,97 1,446	94,51 5,323	19,89 16,38	156,7 4,90	44,03 2,152	17,63 4,348	74,31 1,169	40,55 14,35	32,08 20,86
51,26 2,669	33,72 1,627	106,3 5,989	22,38 18,43	176,3 5,51	49,53 2,421	19,83 4,891	88,60 1,315	45,62 16,14	36,09 23,47

Вес. % окисла	Si	Ti	Al	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	2,9473 1,3631	2,216 1,083	3,474 1,074	2,218 0,7048	2,464 0,3845	2,496 0,3767	4,392 0,6815	3,158 0,4430	1,154 0,1423	1,709 0,2216
2	5,8947 2,6662	4,433 2,167	6,948 2,148	4,436 1,409	4,929 0,7691	4,993 0,7535	8,785 1,363	6,316 0,8861	2,309 0,2847	3,418 0,4432
3	8,8421 3,9093	6,649 3,251	10,42 3,223	6,654 2,114	7,394 1,153	7,489 1,130	13,17 2,044	9,474 1,329	3,464 0,4271	5,127 0,6648
4	11,789 5,2125	8,866 4,334	13,89 4,297	8,872 2,819	9,859 1,538	9,986 1,507	17,57 2,726	12,63 1,772	4,619 0,5695	6,836 0,8864
5	14,736 6,5156	11,08 5,418	17,37 5,372	11,09 3,524	12,32 1,922	12,48 1,883	21,96 3,407	15,79 2,215	5,774 0,7118	8,545 1,168
6	17,684 7,8187	13,29 6,502	20,84 6,446	13,30 4,229	14,78 2,307	14,97 4,260	26,35 4,089	18,94 2,658	6,929 0,8542	10,25 1,329
7	20,631 9,2219	15,51 7,585	24,31 7,521	15,52 4,933	17,25 2,692	17,47 2,637	30,74 4,771	22,10 3,161	8,083 0,9566	11,96 1,551
8	23,579 10,425	17,73 8,669	27,79 8,595	17,74 5,638	19,71 3,076	19,97 3,014	35,14 5,452	25,26 3,544	9,238 1,139	13,67 1,772
9	26,526 11,728	19,94 9,753	31,26 9,670	19,96 6,343	22,18 3,461	22,46 3,391	39,53 6,134	28,42 3,987	10,39 1,281	15,38 1,994

Na	K	Li	P	H	S	SO ₃	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
5,715 0,2976	3,760 0,1814	11,85 0,6677	2,495 2,055	19,66 0,6148	5,522 0,2699	2,211 0,5453	9,321 0,1466	5,086 1,800	4,024 2,617
11,48 0,5952	7,520 0,3628	23,70 1,335	4,990 4,110	39,32 1,230	11,04 0,5399	4,423 1,090	18,64 0,2932	10,17 3,600	8,048 5,235
17,14 0,8928	11,28 0,5443	35,56 2,003	7,485 6,166	58,78 1,844	16,56 0,8099	6,635 1,636	27,96 0,4398	15,25 5,400	12,07 7,852
22,86 1,190	15,04 0,7257	47,41 2,671	9,980 8,221	78,64 2,459	22,09 1,079	8,847 2,181	37,28 0,5864	20,34 7,200	16,09 10,47
28,57 1,488	18,80 0,9072	59,27 3,338	12,47 10,27	98,30 3,074	27,61 1,349	11,05 2,726	46,60 0,7331	25,43 9,000	20,12 13,08
34,29 1,785	22,50 1,088	71,12 4,006	14,97 12,33	117,9 3,689	33,23 1,619	13,27 3,272	55,92 0,8797	30,51 10,80	24,14 15,70
40,00 2,083	26,32 1,270	82,98 4,674	17,46 14,38	137,6 4,304	38,65 1,889	15,48 3,817	65,25 1,026	35,60 12,60	28,16 18,32
45,72 2,381	30,08 1,451	94,83 5,342	19,96 16,44	157,2 4,918	44,18 2,159	17,69 4,363	74,57 1,172	40,69 14,40	32,19 20,94
51,43 2,678	33,84 1,632	106,5 6,009	22,45 18,49	176,9 5,533	49,70 2,429	19,90 4,908	83,89 1,319	45,77 16,20	36,21 23,55

$$d_v(\delta) = 2,95$$

Вес. % окисла	Si	Ti	Al	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	2,9574 1,3075	2,224 1,087	3,485 1,078	2,225 0,7072	2,473 0,3858	2,505 0,3780	4,407 0,6839	3,168 0,4445	1,158 0,1428	1,714 0,2223
2	5,9148 2,6151	4,448 2,174	6,971 2,156	4,451 1,414	4,946 0,7717	5,010 0,7561	8,815 1,367	6,337 0,8891	2,317 0,2857	3,429 0,4447
3	8,8722 3,9226	6,672 3,262	10,45 3,234	6,676 2,121	7,420 1,157	7,515 1,134	13,22 2,051	9,506 1,333	3,476 0,4285	5,144 0,6670
4	11,829 5,2302	8,896 4,349	13,94 4,312	8,902 2,828	9,893 1,543	10,02 1,512	17,63 2,735	12,67 1,778	4,635 0,5714	6,859 0,8894
5	14,787 6,5378	11,12 5,456	17,42 5,390	11,22 3,536	12,36 1,929	12,52 1,890	22,03 3,419	15,84 2,222	5,793 0,7143	8,574 1,111
6	17,744 7,8453	13,34 6,524	20,91 6,468	13,35 4,243	14,84 9,315	15,03 2,268	26,44 4,103	19,01 2,667	69,52 0,8571	10,28 1,334
7	20,701 9,1529	15,56 7,611	24,40 7,546	15,57 4,950	17,31 2,701	17,53 2,646	30,85 4,787	22,18 3,111	8,111 1,000	12,00 1,556
8	23,659 10,460	17,79 8,659	27,88 8,624	17,80 5,657	19,78 3,087	20,04 3,024	35,26 5,471	25,35 3,556	9,270 1,142	13,71 1,778
9	26,616 11,768	20,01 9,786	31,37 9,703	20,03 6,365	22,26 3,473	22,54 3,402	39,66 6,155	28,51 4,001	10,42 1,285	15,43 2,001

Na	K	Li	P	H	S	SO ₂	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
5,734 0,2986	3,773 0,1820	11,89 0,6700	2,503 2,062	19,72 0,6168	5,541 0,2709	2,219 0,5472	9,353 0,1471	5,103 1,806	4,037 2,626
11,46 0,5972	7,546 0,3641	23,78 1,340	5,007 4,124	39,45 1,234	11,08 0,5418	4,438 1,094	18,70 0,2942	10,20 3,612	8,075 5,252
17,20 0,8959	11,31 0,5461	35,68 2,010	7,511 6,187	59,18 1,850	16,62 0,8127	6,658 1,641	28,05 0,4413	15,31 5,418	12,11 7,879
22,93 1,194	15,09 0,7282	47,57 2,680	10,01 8,249	78,91 2,467	22,16 1,083	8,877 2,189	37,41 0,5884	20,41 7,225	16,15 10,50
28,67 1,493	18,86 0,9102	59,47 3,350	12,51 10,31	98,64 3,084	27,70 1,354	11,09 2,736	46,76 0,7356	25,51 9,031	20,18 13,13
34,40 1,791	22,63 1,092	71,36 4,020	15,02 12,37	118,3 3,701	33,24 1,625	13,31 3,283	56,11 0,8827	30,62 10,83	24,22 15,75
40,14 2,090	26,41 1,274	83,26 4,690	17,52 14,43	138,0 4,318	38,78 1,896	15,53 3,830	65,47 1,029	35,72 12,64	28,26 18,38
45,87 2,389	30,18 1,456	95,15 5,360	20,02 16,49	157,8 4,934	44,33 2,167	17,75 4,378	74,82 1,176	40,82 14,45	32,30 21,01
51,61 2,687	33,95 1,638	107,0 6,030	22,53 18,56	177,5 5,551	49,87 2,438	19,97 4,525	84,17 1,324	45,93 16,25	36,34 23,63

$$d_v(\delta) = 2,96$$

Вес. % окисла	Si	Ti	Al	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	2,9674 1,3119	2,231 1,091	3,497 1,081	2,233 0,7096	2,481 0,3872	2,513 0,3793	4,422 0,6862	3,179 0,4460	1,162 0,1433	1,720 0,2231
2	5,9348 2,6239	4,463 2,182	6,995 2,163	4,466 1,419	4,958 0,7744	5,027 0,7586	8,844 1,372	6,359 0,8921	2,325 0,2866	3,441 0,4462
3	8,9023 3,9359	6,695 3,273	10,49 3,245	6,699 2,128	7,445 1,161	7,540 1,138	13,20 2,058	9,538 1,338	3,488 0,4300	5,162 0,6693
4	11,869 5,2479	8,926 4,364	13,99 4,327	8,932 2,838	9,926 1,548	10,05 1,517	17,68 2,744	12,71 1,784	4,650 0,5733	6,882 0,8924
5	14,837 6,5599	11,15 5,455	17,48 5,408	11,16 3,548	12,40 1,936	12,56 1,896	22,11 3,431	15,89 2,230	5,813 0,7167	8,603 1,115
6	17,804 7,8719	13,39 6,546	20,98 6,490	13,39 4,257	14,89 2,323	15,08 2,276	26,53 4,117	19,07 2,676	6,975 0,8600	10,32 1,338
7	20,772 9,1839	15,62 7,637	24,48 7,572	15,63 4,967	17,37 2,710	17,59 2,655	30,95 4,803	22,25 3,122	8,138 1,003	12,04 1,561
8	23,739 10,495	17,85 8,728	27,98 8,654	17,85 5,677	19,85 3,097	20,10 3,034	35,37 5,489	25,43 3,568	9,301 1,146	13,76 1,784
9	26,706 11,807	20,08 9,819	31,47 9,735	20,09 6,386	22,33 3,484	22,52 3,414	39,90 6,176	28,61 4,014	10,46 1,290	15,48 2,007

Na	K	Li	P	H	S	SO ₂	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
5,753 0,2996	3,785 0,1826	11,93 0,6723	2,512 2,069	19,79 0,6189	5,560 0,2718	2,226 0,5491	9,384 0,1476	5,121 1,812	4,051 2,635
11,50 0,5993	7,571 0,3653	23,37 1,344	5,024 4,138	39,58 1,238	11,12 0,5436	4,453 1,098	18,76 0,2952	10,24 3,624	8,103 5,270
17,26 0,8989	11,35 0,5480	35,80 2,016	7,536 6,208	59,38 1,857	16,68 0,8154	6,680 1,647	28,15 0,4428	15,36 5,437	12,15 7,906
23,01 1,198	15,14 0,7306	47,74 2,689	10,04 8,277	79,17 2,476	22,24 1,087	8,907 2,196	37,53 0,5904	20,48 7,249	16,20 10,54
28,76 1,498	18,92 0,9133	59,67 3,361	12,56 10,34	98,97 3,094	27,80 1,359	11,13 2,745	46,92 0,7361	25,60 9,062	20,25 13,17
34,52 1,797	22,71 1,096	71,61 4,033	15,07 12,41	118,7 3,713	33,36 1,630	13,36 3,294	56,30 0,8857	30,72 10,87	24,30 15,81
40,27 2,097	26,50 1,278	83,54 4,706	17,58 14,48	138,5 4,332	38,92 1,902	15,58 3,843	65,69 1,033	35,84 12,68	28,36 18,44
46,03 2,397	30,28 1,461	95,48 5,378	20,09 16,55	158,3 4,951	44,48 2,174	17,81 4,392	75,07 1,180	40,96 14,49	32,41 21,08
51,78 2,696	34,07 1,644	107,4 6,050	22,60 18,62	178,1 5,570	50,04 2,446	20,04 4,941	84,46 1,328	46,08 16,31	36,46 23,71

Вес. % окисла	Si	Ti	Al	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	2,9774 1,3164	2,239 1,094	3,509 1,085	2,240 0,7120	2,490 0,3885	2,522 0,3806	4,437 0,6885	3,190 0,4475	1,166 0,1438	1,726 0,2238
2	5,9549 2,6328	4,478 2,189	7,019 2,170	4,481 1,424	4,980 0,7770	5,014 0,7612	8,874 1,377	6,380 0,8951	2,333 0,2876	3,452 0,4477
3	8,9323 3,9492	6,717 3,284	10,52 3,256	6,721 2,136	7,470 1,165	7,566 1,141	13,31 2,065	9,571 1,342	3,499 0,4314	5,179 0,6715
4	11,909 5,2657	8,956 4,379	14,03 4,341	8,962 2,848	9,960 1,554	10,08 1,522	17,74 2,754	12,76 1,790	4,666 0,5753	6,905 0,8954
5	14,887 6,5821	11,19 5,473	17,54 5,427	11,20 3,560	12,45 1,942	12,61 1,903	22,18 3,442	15,95 2,237	5,833 0,7191	8,632 1,119
6	17,854 7,8985	13,43 6,568	21,05 6,512	13,44 4,272	14,94 2,331	15,13 2,283	26,62 4,131	19,14 2,685	6,999 0,8329	10,55 1,343
7	20,842 9,2149	15,67 7,563	24,56 7,597	15,68 4,984	17,43 2,719	17,65 2,664	31,06 4,819	22,33 3,133	8,166 1,006	12,08 1,537
8	23,819 10,531	17,91 8,758	28,07 8,683	17,92 5,696	19,92 3,108	20,17 3,045	35,49 5,508	25,52 3,580	9,333 1,150	13,81 1,790
9	23,797 11,847	20,15 9,852	31,58 9,768	20,16 6,408	22,41 3,496	22,69 3,425	39,93 6,196	28,71 4,028	10,49 1,294	15,53 2,014

Na	K	Li	P	H	S	SO ₃	P	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
5,773 0,3006	3,798 0,1832	11,97 0,6745	2,520 2,076	19,86 0,6210	5,578 0,2727	2,234 0,5509	9,416 0,1481	5,138 1,818	4,065 2,644
11,54 0,6013	7,597 0,3665	23,95 1,349	5,041 4,152	39,72 1,242	11,15 0,5455	4,468 1,101	18,83 0,2962	10,27 3,637	8,130 5,788
17,32 0,9019	11,39 0,5498	35,92 2,023	7,561 6,229	59,58 1,863	16,73 0,8182	6,703 1,652	28,24 0,4443	15,41 5,455	12,19 7,932
23,09 1,202	15,19 0,7331	47,90 2,698	10,08 8,305	79,44 2,484	22,31 1,091	8,937 2,203	37,66 0,5924	20,55 7,274	16,26 10,57
28,86 1,503	18,99 0,9164	59,87 3,372	12,60 10,38	99,30 3,105	27,89 1,363	11,17 2,754	47,08 0,7406	25,69 9,092	20,32 13,22
34,64 1,803	22,79 1,099	71,85 4,047	15,12 12,45	119,1 3,726	33,47 1,636	13,40 3,305	56,49 0,8887	30,82 10,91	24,39 15,86
40,41 2,104	26,59 1,283	83,82 4,722	17,64 14,53	139,0 4,347	39,05 1,909	15,64 3,856	65,91 1,036	35,96 12,72	28,45 18,50
46,18 2,405	30,38 1,465	95,80 5,396	20,16 16,61	158,8 4,968	44,63 2,182	17,87 4,407	75,33 1,184	41,10 14,54	32,52 21,15
51,96 2,705	34,18 1,649	107,7 6,071	22,68 18,68	178,7 5,589	50,21 2,454	20,11 4,958	84,74 1,333	46,24 16,36	36,58 23,79

Вес. % окисла	Si	Ti	Al	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	2,9874 1,3208	2,246 1,058	3,521 1,089	2,248 0,7144	2,498 0,3898	2,530 0,3819	4,452 0,6908	3,201 0,4490	1,170 0,1443	1,732 0,2246
2	5,9749 2,6417	4,493 2,196	7,042 2,178	4,496 1,428	4,997 0,7796	5,061 0,7638	8,904 1,381	6,402 0,8881	2,341 0,2886	3,464 0,4492
3	8,9624 3,9625	6,740 3,295	10,56 3,267	6,744 2,143	7,495 1,169	7,591 1,145	13,35 2,072	9,603 1,347	3,511 0,4329	5,196 0,6738
4	11,949 5,2834	8,987 4,393	14,08 4,356	8,992 2,857	9,994 1,559	10,12 1,527	17,80 2,763	12,80 1,796	4,682 0,5772	6,929 0,8984
5	14,937 6,6643	11,23 5,492	17,60 5,445	11,24 3,572	12,49 1,949	12,65 1,909	22,26 3,454	16,00 2,245	5,852 0,7215	8,661 1,123
6	17,924 7,9251	13,48 6,590	21,12 6,534	13,48 4,285	14,99 2,338	15,18 2,291	26,71 4,145	19,20 2,694	7,023 0,8558	10,39 1,347
7	20,912 9,2460	15,72 7,689	24,64 7,623	15,73 5,001	17,48 2,728	17,71 2,673	31,16 4,836	22,40 3,143	8,193 1,010	12,12 1,572
8	23,899 10,566	17,97 8,787	28,17 8,712	17,98 5,715	19,98 3,118	20,24 3,055	35,61 5,526	25,60 3,592	9,364 1,154	13,85 1,796
9	26,887 11,887	20,22 9,885	31,69 9,801	20,23 6,429	22,48 3,508	22,77 3,437	40,07 6,217	28,80 4,041	10,53 1,298	15,59 2,021

Na	K	Li	P	H	S	SO ₃	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
5,752 0,3016	3,811 0,1839	12,01 0,6768	2,529 2,083	19,92 0,6231	5,597 0,2736	2,242 0,5528	9,448 0,1486	5,155 1,824	4,079 2,653
11,58 0,6033	7,622 0,3678	24,03 1,353	5,058 4,166	39,85 1,246	11,19 0,5473	4,484 1,105	18,89 0,2972	10,31 3,649	8,158 5,306
17,37 0,9050	11,43 0,5517	36,04 2,030	7,587 6,250	59,78 1,869	16,79 0,8210	6,726 1,658	28,34 0,4458	15,46 5,473	12,23 7,959
23,17 1,206	15,24 0,7356	48,06 2,707	10,11 8,333	79,71 2,492	22,39 1,094	8,968 2,211	37,79 0,5944	20,62 7,298	16,31 10,61
28,96 1,508	19,05 0,9195	60,07 3,384	12,64 10,41	99,64 3,116	27,98 1,368	11,21 2,764	47,24 0,7430	25,77 9,123	20,89 13,26
34,75 1,810	22,86 1,163	72,09 4,061	15,17 12,50	119,5 3,739	33,58 1,642	13,45 3,316	56,68 0,8917	30,93 10,94	24,47 15,91
40,54 2,111	26,67 1,287	84,11 4,737	17,70 14,58	139,5 4,362	39,18 1,915	15,69 3,869	66,13 1,040	35,08 12,77	28,55 18,57
46,34 2,413	30,49 1,471	96,12 5,414	20,23 16,66	159,4 4,985	44,78 2,189	17,93 4,422	75,58 1,188	41,24 14,59	32,63 21,22
52,13 2,715	34,30 1,655	108,1 6,091	22,76 18,75	179,3 5,608	50,37 2,463	20,17 4,975	85,03 1,337	46,40 16,42	36,71 23,87

$d_v(\delta) = 2,99$

Вес. % окисла	Si	Ti	Al	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	2,9975 1,3252	2,254 1,102	3,533 1,092	2,255 0,7168	2,506 0,3911	2,539 0,3831	4,467 0,6931	3,211 0,4505	1,174 0,1447	1,738 0,2253
2	5,9950 2,6505	4,508 2,204	7,066 2,185	4,511 1,433	5,013 0,7822	5,078 0,7663	8,934 1,385	6,423 0,9011	2,348 0,2895	3,476 0,4507
3	8,9925 3,9758	6,762 3,306	10,59 3,278	6,767 2,150	7,520 1,173	7,617 1,149	13,40 2,079	9,635 1,351	3,523 0,4343	5,214 0,6761
4	11,990 5,3011	9,017 4,408	14,13 4,370	9,022 2,867	10,02 1,564	10,15 1,532	17,86 2,772	12,84 1,802	4,697 0,5791	6,952 0,9014
5	14,987 6,6254	11,27 5,510	17,66 5,463	11,27 3,584	12,53 1,955	12,69 1,915	22,33 3,465	16,05 2,252	5,872 0,7239	8,690 1,126
6	17,985 7,9517	13,52 6,612	21,19 6,556	13,53 4,300	15,04 2,346	15,23 2,299	26,80 4,159	19,27 2,703	7,046 0,8687	10,42 1,352
7	20,982 9,2770	15,78 7,714	24,73 7,649	15,79 5,017	17,54 2,737	17,77 2,682	31,27 4,852	22,48 3,154	8,222 1,013	12,16 1,577
8	23,980 10,602	18,03 8,817	28,26 8,741	18,04 5,734	20,05 3,129	20,31 3,065	35,73 5,545	25,69 3,604	9,395 1,158	13,90 1,802
9	26,977 11,927	20,28 9,919	31,79 9,834	20,30 6,451	22,56 3,520	22,85 3,448	40,20 6,238	28,90 4,055	10,57 1,303	15,64 2,028

Na	K	Li	P	H	S	SO ₃	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
5,812 0,3026	3,824 0,1845	12,05 0,6791	2,537 2,090	19,99 0,6252	5,616 0,2745	2,249 0,5546	9,480 0,1491	5,172 1,830	4,092 2,662
11,62 0,6053	7,648 0,3690	24,11 1,358	5,075 4,180	39,99 1,250	11,23 0,5491	4,499 1,109	18,96 0,2982	10,34 3,661	8,185 5,324
17,43 0,9080	11,47 0,5535	36,16 2,037	7,612 6,271	59,98 1,876	16,84 0,8237	6,748 1,664	28,44 0,4473	15,51 5,492	12,27 7,986
23,24 1,210	15,29 0,7381	48,22 2,716	10,15 8,361	79,98 2,501	22,46 1,098	8,998 2,218	37,92 0,5964	20,69 7,323	16,37 10,64
29,06 1,513	19,12 0,9226	60,28 3,395	12,68 10,45	99,97 3,126	28,08 1,372	11,24 2,773	47,40 0,7455	25,86 9,153	20,46 13,31
34,87 1,816	22,94 1,107	72,33 4,074	15,22 12,54	119,9 3,751	33,69 1,647	13,49 3,328	56,88 0,8947	31,03 10,98	24,55 15,97
40,68 2,118	26,76 1,291	84,39 4,753	17,76 14,63	139,9 4,376	39,31 1,922	15,74 3,882	66,36 1,043	36,21 12,81	28,64 18,63
46,49 2,421	30,59 1,476	96,45 5,432	20,30 16,72	159,9 5,002	44,93 2,196	17,99 4,437	75,84 1,192	41,38 14,64	32,74 21,29
52,30 2,724	34,41 1,660	108,5 6,112	22,83 18,81	179,9 5,627	50,54 2,471	20,24 4,992	85,32 1,342	46,55 16,47	35,83 23,95

Вес. % окисла	Si	Ti	Al	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	3,0075 1,3297	2,261 1,105	3,544 1,096	2,263 0,7192	2,515 0,3924	2,547 0,3844	4,482 0,6955	3,222 0,4521	1,178 0,1452	1,743 0,2261
2	6,0150 2,6594	4,523 2,211	7,089 2,192	4,525 1,438	5,030 0,7848	5,095 0,7689	8,964 1,391	6,445 0,9042	2,356 0,2905	3,487 0,4522
3	9,0226 3,9891	6,785 3,317	10,63 3,289	6,789 2,157	7,545 1,177	7,642 1,153	13,44 2,086	9,667 1,356	3,535 0,4358	5,231 0,6783
4	12,030 5,3189	9,047 4,423	14,17 4,385	9,053 2,876	10,06 1,569	10,19 1,537	17,92 2,782	12,89 1,808	4,713 0,5811	6,975 0,9044
5	15,037 6,6486	11,30 5,529	17,72 5,481	11,31 3,596	12,57 1,962	12,73 1,922	22,41 3,477	16,11 2,260	5,892 0,7264	8,719 1,136
6	18,045 7,9783	13,57 6,634	21,26 6,578	13,57 4,315	15,09 2,354	15,28 2,306	26,89 4,173	19,33 2,712	7,070 0,8717	10,46 1,356
7	21,052 9,3080	15,83 7,740	24,81 7,674	15,84 5,034	17,60 2,747	17,83 2,691	31,37 4,868	22,55 3,164	8,248 1,016	12,20 1,582
8	24,060 10,637	18,09 8,846	28,35 8,771	18,10 5,753	20,12 3,139	20,38 3,075	35,85 5,564	25,78 3,616	9,427 1,162	13,95 1,808
9	27,067 11,967	20,35 9,952	31,90 9,867	20,36 6,473	22,63 3,531	22,92 3,460	40,33 6,259	29,00 4,068	10,60 1,307	15,69 2,035

 $d_v(\delta) = 3,00$

Na	K	Li	P	H	S	SO ₃	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
5,831 0,3037	3,837 0,1851	12,09 0,6813	2,546 2,097	20,06 0,6273	5,635 0,2755	2,257 0,5565	9,511 0,1496	5,190 1,836	4,106 2,670
11,66 0,6074	7,674 0,3702	24,19 1,362	5,092 4,194	40,12 1,255	11,27 0,5510	4,514 1,113	19,02 0,2992	10,38 3,673	8,212 5,341
17,49 0,9111	11,51 0,5554	36,28 2,044	7,638 6,291	60,18 1,882	16,90 0,8265	6,771 1,669	28,53 0,4488	15,57 5,510	12,31 8,012
23,32 1,214	15,34 0,7405	48,38 2,725	10,18 8,389	80,24 2,509	22,54 1,102	9,028 2,226	38,04 0,5984	20,76 7,347	16,42 10,68
29,15 1,518	19,18 0,9257	60,48 3,406	12,73 10,48	100,3 3,136	28,17 1,377	11,28 2,782	47,55 0,7480	25,95 9,184	20,53 13,35
34,98 1,822	23,02 1,110	72,57 4,088	15,27 12,58	120,3 3,764	33,81 1,653	13,54 3,339	57,07 0,8976	31,14 11,02	24,63 16,02
40,82 2,125	26,85 1,295	84,67 4,769	17,82 14,68	140,4 4,391	39,44 1,928	15,79 3,895	66,58 1,047	36,33 12,85	28,74 18,69
46,65 2,429	30,69 1,481	96,77 5,451	20,36 16,77	160,4 5,018	45,08 2,204	18,05 4,452	76,09 1,196	41,52 14,69	32,85 21,36
52,48 2,733	34,53 1,656	108,8 6,132	22,91 18,87	180,5 5,646	50,71 2,479	20,31 5,008	85,60 1,346	46,71 16,53	36,95 24,03

Вес. % окисла	Si	Ti	Al	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	3,0175 1,3341	2,269 1,109	3,568 1,100	2,270 0,7216	2,523 0,3937	2,556 0,3857	4,497 0,6978	3,233 0,4536	1,182 0,1457	1,749 0,2268
2	6,0351 2,6683	4,538 2,218	7,113 2,200	4,541 1,443	5,064 0,7874	5,112 0,7715	8,994 1,395	6,466 0,9072	2,364 0,2915	3,499 0,4537
3	9,0526 4,0024	6,808 3,328	10,67 3,300	6,812 2,164	7,570 1,181	7,668 1,157	13,49 2,093	9,699 1,360	3,547 0,4373	5,249 0,6806
4	12,070 5,3366	9,077 4,437	14,22 4,430	9,083 2,886	10,09 1,574	10,22 1,543	17,98 2,791	12,93 1,814	4,729 0,5830	6,998 0,9075
5	15,087 6,6707	11,34 5,547	17,78 5,500	11,35 3,608	12,61 1,968	12,78 1,928	22,48 3,489	16,16 2,268	5,911 0,7288	8,748 1,134
6	18,105 8,0049	13,61 6,656	21,34 6,600	13,62 4,329	15,14 2,362	15,33 2,314	26,98 4,186	19,39 2,721	7,094 0,8746	10,49 1,361
7	21,122 9,3391	15,88 7,766	24,89 7,700	15,89 5,051	17,66 2,756	17,89 2,700	31,48 4,884	22,63 3,175	8,276 1,020	12,24 1,588
8	24,140 10,673	17,15 8,875	28,45 8,800	18,16 5,773	20,18 3,149	20,44 3,086	35,97 5,582	25,86 3,628	9,458 1,166	13,99 1,815
9	27,158 12,007	20,42 9,985	32,01 9,900	20,43 6,494	22,71 3,543	23,00 3,471	40,47 6,280	29,09 4,082	10,64 1,311	15,74 2,041

Na	K	Li	P	H	S	SO ₂	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
5,851 0,3047	3,849 0,1857	12,13 0,6836	2,554 2,104	20,12 0,6294	5,654 0,2764	2,264 0,5583	9,543 0,1501	5,207 1,843	4,120 2,679
11,70 0,6094	7,699 0,3715	24,27 1,367	5,109 1,367	40,25 1,259	11,30 0,5528	4,529 1,116	19,08 0,3002	10,41 3,080	8,240 5,359
17,55 0,9141	11,54 0,5572	36,41 2,050	7,663 6,312	60,38 1,888	16,96 0,8292	6,793 1,675	28,63 0,4503	15,62 5,529	12,36 8,039
23,40 1,218	15,39 0,7430	48,54 2,734	10,21 8,417	80,51 2,518	22,61 1,105	9,058 2,233	38,17 0,6004	20,83 7,372	16,48 10,71
29,25 1,523	19,24 0,9287	60,68 3,418	12,77 10,52	100,6 3,147	28,27 1,382	11,32 2,791	47,71 0,7505	26,03 9,215	20,60 13,39
35,10 1,828	23,09 1,114	72,82 4,101	15,32 0,1262	120,7 3,776	33,92 1,658	13,58 3,350	57,26 0,9006	31,24 11,05	24,72 16,07
40,95 2,132	26,94 1,300	84,95 4,785	17,88 14,73	140,9 4,406	39,57 1,934	15,85 3,908	66,80 1,050	36,45 12,90	28,84 18,75
46,80 2,437	30,79 1,486	97,09 5,469	20,43 16,83	161,0 5,035	45,23 2,211	18,11 4,467	76,34 1,200	41,66 14,74	32,96 21,43
52,65 2,742	34,64 1,671	109,2 6,152	22,99 18,93	181,1 5,665	50,88 2,487	20,38 5,025	85,89 1,351	46,86 16,58	37,08 24,11

Вес. % окисла	Si	Ti	Al	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	3,0275 1,3385	2,276 1,113	3,568 1,103	2,278 0,7240	2,532 0,3950	2,564 0,3870	4,512 0,7001	3,244 0,4551	1,186 0,1462	1,755 0,2276
2	6,0551 2,6771	4,553 2,226	7,137 2,207	4,556 1,448	5,064 0,7901	5,129 0,7740	9,024 1,400	6,488 0,9102	2,372 0,2925	3,511 0,4552
3	9,0827 4,0157	6,830 3,339	10,70 3,311	6,835 2,172	7,596 1,185	7,693 1,161	13,53 2,100	9,732 1,365	3,558 0,4387	5,266 0,6828
4	12,110 5,3543	9,107 4,452	14,27 4,414	9,113 2,896	10,12 1,580	10,25 1,548	18,04 2,800	12,97 1,820	4,745 0,5850	7,022 0,9105
5	15,137 6,6929	11,38 5,565	17,84 5,518	11,39 3,620	12,66 1,975	12,82 1,935	22,56 3,500	16,22 2,275	5,931 0,7312	8,777 1,138
6	18,165 8,0315	13,66 6,679	21,41 6,622	13,67 4,344	15,19 2,370	15,38 2,322	27,07 4,200	19,46 2,730	7,117 0,8775	10,53 1,365
7	21,193 9,3701	15,93 7,792	24,98 7,725	15,94 5,068	17,72 2,765	17,95 2,709	31,58 4,901	22,70 3,185	8,303 1,023	12,28 1,593
8	24,220 10,708	18,21 8,905	28,54 8,829	18,22 5,792	20,25 3,160	20,51 3,096	36,09 5,601	25,95 3,640	9,490 1,170	14,04 1,821
9	27,248 12,047	20,49 10,01	32,11 9,933	20,50 6,516	22,78 3,555	23,08 3,483	40,60 6,301	29,19 4,096	10,67 1,316	15,79 2,048

Na	K	Li	P	H	S	SO ₂	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
5,870 0,3057	3,862 0,1863	12,17 0,6859	2,563 2,111	20,19 0,6315	5,672 0,2773	2,272 0,5602	9,575 0,1506	5,224 1,849	4,133 2,688
11,74 0,6114	7,725 0,3727	24,35 1,371	5,126 1,371	40,39 1,263	11,34 0,5546	4,544 1,120	19,15 0,3012	10,44 3,698	8,267 5,377
17,61 0,9171	11,58 0,5591	36,53 2,057	7,689 6,333	60,58 1,894	17,01 0,8320	6,816 1,680	28,72 0,4518	15,67 5,547	12,40 8,066
23,48 1,222	15,45 0,7455	48,70 2,743	10,25 8,445	80,78 2,526	22,69 1,109	9,088 2,240	38,30 0,6024	20,89 7,396	16,53 10,75
29,35 1,528	19,31 0,9318	60,88 3,429	12,81 10,55	100,9 3,158	28,36 1,386	11,36 2,801	47,87 0,7530	26,12 9,245	20,66 13,44
35,22 1,834	23,17 1,118	73,06 4,115	15,37 12,66	121,1 3,789	34,03 1,664	13,63 3,361	57,45 0,9036	31,34 11,09	24,80 16,13
41,09 2,140	27,03 1,304	85,14 4,801	17,94 14,77	141,3 4,421	39,70 1,941	15,90 3,921	67,02 1,054	36,57 12,94	28,93 18,82
46,96 2,445	30,90 1,491	97,41 5,487	20,50 16,89	161,5 5,052	45,38 2,218	18,17 4,481	76,60 1,204	41,79 14,79	33,07 21,51
52,83 2,751	34,76 1,677	109,5 6,173	23,06 19,00	181,7 5,684	51,05 2,496	20,44 5,042	86,17 1,355	47,02 16,64	37,20 24,19

Вес. % окисла	Si	Ti	Al	Fe ^{...}	Fe ^{..}	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	3,0376 1,3430	2,284 1,116	3,580 1,107	2,285 0,7264	2,540 0,3963	2,573 0,3883	4,527 0,7024	3,254 0,4566	1,190 0,1467	1,761 0,2283
2	6,0752 2,6860	4,568 2,233	7,160 2,214	4,571 1,452	5,080 0,7927	5,146 0,7766	9,054 1,404	6,509 0,9132	2,380 0,2934	3,522 0,4567
3	9,1128 4,0290	6,853 3,350	10,74 3,322	6,857 2,179	7,621 1,189	7,719 1,164	13,58 2,107	9,764 1,369	3,570 0,4402	5,284 0,6851
4	12,150 5,3720	9,137 4,467	14,32 4,429	9,143 2,905	10,16 1,585	10,29 1,553	18,10 2,809	13,01 1,826	4,760 0,5869	7,045 0,9135
5	15,188 6,7151	11,42 5,584	17,90 5,536	11,42 3,632	12,70 1,981	12,86 1,941	22,63 3,512	16,27 2,283	5,951 0,7336	8,806 1,141
6	18,225 8,0581	13,70 6,701	21,48 6,644	13,71 4,358	15,24 2,378	15,43 2,329	27,16 4,214	19,52 2,739	7,141 0,8804	10,56 1,370
7	21,263 9,4011	15,99 7,818	25,06 7,751	16,00 5,084	17,78 2,774	18,01 2,718	31,68 4,917	22,78 3,196	8,331 1,027	12,32 1,598
8	24,300 10,744	18,27 8,934	28,64 8,858	18,28 5,811	20,32 3,170	20,58 3,106	36,21 5,619	26,03 3,652	9,521 1,173	14,09 1,827
9	27,338 12,087	20,56 10,05	32,22 9,966	20,57 6,537	22,86 3,567	23,15 3,494	40,74 6,322	29,29 4,109	10,71 1,320	15,85 2,055

Na	K	Li	P	H	S	SO ₃	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
5,889 0,3067	3,875 0,1869	12,21 0,6882	2,571 2,118	20,26 0,6336	5,691 0,2782	2,279 0,5620	9,606 0,1511	5,242 1,855	4,147 2,697
11,77 0,6134	7,750 0,3739	24,43 1,376	5,143 4,236	40,52 1,267	11,38 0,5565	4,559 1,124	19,21 0,3022	10,48 3,710	8,294 5,395
17,66 0,9202	11,62 0,5609	36,65 2,064	7,714 6,354	60,78 1,901	17,07 0,8347	6,838 1,686	28,82 0,4533	15,72 5,565	12,44 8,093
23,55 1,226	15,50 0,7470	48,87 2,752	10,28 8,473	81,05 2,534	22,76 1,113	9,118 2,248	38,42 0,6044	20,96 7,421	16,58 10,79
29,44 1,533	19,37 0,9349	61,08 3,441	12,85 10,59	101,3 3,168	28,45 1,391	11,39 2,810	48,03 0,7555	26,21 9,276	20,73 13,48
35,33 1,840	23,25 1,121	73,30 4,129	15,42 12,70	121,5 3,802	34,14 1,669	13,67 3,372	57,64 0,9066	31,45 11,13	24,88 16,18
41,22 2,147	27,12 1,308	85,52 4,817	18,00 14,82	141,8 4,435	39,84 1,947	15,95 3,934	67,24 1,057	36,69 12,98	29,03 18,88
47,11 2,453	31,00 1,495	97,74 5,505	20,57 16,94	162,1 5,069	45,53 2,226	18,23 4,496	76,85 1,208	41,93 14,84	33,17 21,58
53,00 2,760	34,87 1,682	109,9 6,193	23,14 19,06	182,3 5,702	51,22 2,504	20,51 5,058	86,46 1,360	47,17 16,69	37,32 24,27

Вес. % окисла	Si	Ti	Al	Fe ^{...}	Fe ^{..}	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	3,0476 1,3474	2,292 1,120	3,592 1,111	2,293 0,7288	2,548 0,3976	2,581 0,3896	4,541 0,7047	3,265 0,4581	1,194 0,149	1,767 0,2291
2	6,0952 2,6949	4,584 2,241	7,184 2,222	4,586 1,457	5,097 0,7953	5,163 0,7792	9,083 1,409	6,531 0,9162	2,388 0,2944	3,534 0,4582
3	9,1429 4,0423	6,876 3,361	10,77 3,333	6,880 2,186	7,646 1,193	7,744 1,168	13,62 2,114	9,796 1,374	3,582 0,4416	5,301 0,6874
4	12,190 5,3898	9,1680 4,482	14,36 4,444	9,173 2,915	10,19 1,590	10,32 1,558	18,16 2,819	13,06 1,832	4,776 0,5888	7,068 0,9165
5	15,238 6,7372	11,46 5,602	17,96 5,555	11,46 3,644	12,74 1,988	12,90 1,948	22,70 3,523	16,32 2,290	5,970 0,7361	8,835 1,145
6	18,285 8,0847	13,75 6,723	21,55 6,666	13,76 4,372	15,29 2,386	15,48 2,337	27,25 4,228	19,59 2,748	7,164 0,8833	10,60 1,374
7	21,333 9,4321	16,04 7,843	25,14 7,777	16,05 5,101	17,84 2,783	18,07 2,727	31,79 4,933	22,85 3,206	8,358 1,030	12,37 1,603
8	24,381 10,779	18,33 8,964	28,73 8,888	18,34 5,830	20,39 3,181	20,65 3,116	36,33 5,638	26,12 3,665	9,553 1,177	14,13 1,833
9	27,428 12,127	20,62 10,08	32,33 9,999	20,64 6,559	22,93 3,579	23,23 3,506	40,87 6,343	29,39 4,123	10,74 1,324	15,90 2,062

Na	K	Li	P	H	S	SO ₃	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
5,909 0,3077	3,888 0,1876	12,25 0,6904	2,580 2,125	20,32 0,6357	5,710 0,2791	2,287 0,5639	9,638 0,1516	5,259 1,861	4,161 2,706
11,81 0,6154	7,776 0,3752	24,51 1,380	5,160 4,250	40,65 1,271	11,42 0,5583	4,574 1,124	19,27 0,3032	10,51 3,722	8,322 5,413
17,72 0,9232	11,66 0,5628	36,77 2,071	7,740 6,375	60,98 1,907	17,13 0,8375	6,861 1,691	28,91 0,4548	15,77 5,584	12,48 8,119
23,63 1,230	15,55 0,7504	49,03 2,761	10,32 8,501	81,31 2,543	22,84 1,116	9,148 2,255	38,55 0,6064	21,03 7,445	16,64 10,82
29,54 1,538	19,44 0,9380	61,28 3,452	12,90 10,62	101,6 3,178	28,55 1,395	11,43 2,819	48,19 0,7580	26,29 9,300	20,80 13,53
35,45 1,846	23,32 1,125	73,54 4,142	15,48 12,75	121,9 3,814	34,26 1,675	13,72 3,383	57,83 0,9096	31,55 11,16	24,96 16,23
41,36 2,154	27,21 1,313	85,80 4,833	18,06 14,87	142,3 4,450	39,97 1,954	16,01 3,947	67,46 1,061	36,81 13,02	29,12 18,94
47,27 2,461	31,10 1,500	98,06 5,523	20,64 17,00	162,6 5,086	45,68 2,233	18,29 4,511	77,10 1,212	42,07 14,89	33,28 21,65
53,18 2,769	34,99 1,688	110,3 6,214	23,22 19,12	182,9 5,721	51,89 2,512	20,58 5,075	86,74 1,364	47,33 16,75	37,45 24,35

Вес. % окисла	Si	Ti	Al	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	3,0576 1,3518	2,299 1,124	3,604 1,114	2,301 0,7312	2,557 0,3989	2,590 0,3908	4,556 0,7071	3,276 0,4596	1,198 0,1477	1,772 0,2298
2	6,1153 2,7037	4,599 2,248	7,208 2,229	4,602 1,462	5,114 0,7979	5,180 0,7817	9,113 1,414	6,552 0,9102	2,396 0,2954	3,545 0,4597
3	9,1729 4,0556	6,898 3,372	10,81 3,343	6,903 2,193	7,671 1,196	7,770 1,172	13,67 2,121	9,828 1,378	3,594 0,4431	5,318 0,6896
4	12,230 5,4075	9,198 4,496	14,41 4,458	9,204 2,924	10,22 1,595	10,36 1,563	18,22 2,828	13,10 1,838	4,792 0,5908	7,091 0,9195
5	15,288 6,7594	11,49 5,621	18,02 5,573	11,50 3,656	12,78 1,994	12,95 1,954	22,78 3,535	16,38 2,208	5,990 0,7385	8,864 1,149
6	18,345 8,1113	13,79 6,745	21,62 6,687	13,80 4,387	15,34 2,393	15,54 2,345	27,34 4,242	19,65 2,757	7,188 0,8862	10,63 1,379
7	21,403 9,4632	16,09 7,869	25,22 7,802	16,10 5,118	17,90 2,792	18,13 2,736	31,89 4,949	22,53 3,217	8,386 1,033	12,41 1,609
8	24,461 10,815	18,39 8,993	28,83 8,917	18,40 5,849	20,45 3,191	20,72 3,117	36,45 5,656	26,21 3,677	9,584 1,181	14,18 1,839
9	27,518 12,166	20,69 10,11	32,43 10,03	20,70 6,580	23,01 3,590	23,31 3,517	41,01 6,363	29,48 4,136	10,78 1,329	15,95 2,069

Na	K	Li	P	H	S	SO ₃	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
5,928 0,3087	3,900 0,1882	12,23 0,6927	2,588 2,132	20,39 0,6378	5,729 0,2800	2,294 0,5658	9,670 0,1521	5,276 1,867	4,174 2,715
11,85 0,6175	7,801 0,3764	24,59 1,385	5,177 4,264	40,79 1,276	11,45 0,5661	4,589 1,131	19,34 0,3042	10,55 3,735	8,349 5,430
17,78 0,9262	11,70 0,5646	36,89 2,078	7,765 6,396	61,19 1,913	17,18 0,8402	6,884 1,697	29,01 0,4563	15,83 5,602	12,52 8,146
23,71 1,235	15,60 0,7529	49,19 2,770	10,35 8,529	81,58 2,551	22,91 1,120	9,178 2,263	38,68 0,6084	21,10 7,470	16,69 10,85
29,64 1,543	19,50 0,9411	61,49 3,453	12,94 10,66	101,9 3,189	28,64 1,400	11,47 2,829	48,35 0,7605	26,38 9,337	20,87 13,57
35,57 1,852	23,40 1,129	73,78 4,156	15,53 12,79	122,3 3,827	34,37 1,680	13,76 3,394	58,02 0,9126	31,66 11,20	25,04 16,29
41,50 2,161	27,30 1,317	86,08 4,849	18,11 14,92	142,7 4,465	40,10 1,960	16,06 3,960	67,69 1,064	36,93 13,07	29,22 19,00
47,43 2,470	31,20 1,505	98,38 5,541	20,70 17,05	163,1 5,102	45,83 2,240	18,35 4,526	77,36 1,216	42,21 14,94	33,39 21,72
53,38 2,778	35,10 1,694	110,6 6,284	23,29 19,19	183,5 5,740	51,56 2,520	20,65 5,092	87,03 1,368	47,49 16,80	37,57 24,43

Вес. % окисла	Si	Ti	Al	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	3,0676 1,3563	2,307 1,127	3,615 1,118	2,308 0,7336	2,565 0,4002	2,598 0,3921	4,571 0,7094	3,287 0,4611	1,201 0,1481	1,778 0,2306
2	6,1353 2,7126	4,614 2,255	7,231 2,236	4,617 1,467	5,131 0,8005	5,196 0,7843	9,143 1,418	6,574 0,9222	2,403 0,2963	3,557 0,4612
3	9,2030 4,0689	6,921 3,383	10,84 3,354	6,925 2,200	7,696 1,200	7,795 1,176	13,71 2,128	9,831 1,383	3,605 0,4445	5,336 0,6919
4	12,270 5,4252	9,228 4,511	14,46 4,473	9,234 2,934	10,26 1,601	10,39 1,568	18,28 2,837	13,14 1,844	4,807 0,5927	7,115 0,9225
5	15,338 6,7815	11,53 5,639	18,07 5,591	11,54 3,668	12,82 2,001	12,99 1,960	22,85 3,547	16,43 2,305	6,009 0,7409	8,894 1,153
6	18,406 8,1379	13,84 6,767	21,69 6,709	13,85 4,401	15,39 2,401	15,59 2,352	27,43 4,256	19,72 2,766	7,211 0,8891	10,67 1,383
7	21,473 9,4942	16,14 7,895	25,31 7,828	16,15 5,135	17,95 2,802	18,18 2,745	32,00 4,965	23,00 3,228	8,413 1,037	12,45 1,614
8	24,541 10,850	18,45 9,023	28,92 8,946	18,46 5,868	20,52 3,202	20,78 3,137	36,57 5,675	26,29 3,689	9,615 1,185	14,23 1,845
9	27,609 12,206	20,76 10,15	32,54 10,06	20,77 6,602	23,09 3,602	23,38 3,529	41,14 6,384	29,58 4,150	10,81 1,333	16,00 2,075

Na	K	Li	P	H	S	SO ₃	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
5,948 0,3097	3,913 0,1888	12,33 0,6950	2,597 2,139	20,46 0,6398	5,747 0,2810	2,302 0,5676	9,701 0,1526	5,294 1,873	4,188 2,724
11,89 0,6195	7,827 0,3776	24,67 1,390	5,194 4,278	40,92 1,280	11,49 0,5620	4,604 1,135	19,40 0,3052	10,58 3,747	8,377 5,448
17,84 0,9293	11,74 0,5665	37,01 2,085	7,791 6,417	61,39 1,919	17,24 0,8430	6,906 1,702	29,10 0,4578	15,88 5,620	12,56 8,173
23,79 1,239	15,65 0,7553	49,35 2,780	10,38 8,557	81,85 2,559	22,99 1,124	9,208 2,270	38,80 0,6104	21,17 7,494	16,75 10,89
29,74 1,548	19,56 0,9442	61,69 3,475	12,98 10,69	102,3 3,199	28,73 1,405	11,51 2,838	48,0 0,7630	26,47 9,368	20,94 13,62
35,68 1,858	23,48 1,133	74,03 4,170	15,58 12,83	122,7 3,839	34,48 1,686	13,81 3,405	58,21 0,9156	31,76 11,24	25,13 16,34
41,63 2,168	27,39 1,321	86,36 4,865	18,17 14,97	143,2 4,479	40,23 1,967	16,11 3,973	67,91 1,068	37,05 13,11	29,31 19,07
47,58 2,478	31,30 1,510	98,70 5,560	20,77 17,11	163,7 5,118	45,98 2,248	18,41 4,541	77,61 1,220	42,35 14,98	33,50 21,79
53,53 2,787	35,22 1,699	111,0 6,255	23,37 19,25	184,1 5,758	51,73 2,529	20,71 5,108	87,31 1,373	47,64 16,86	37,69 24,51

Вес. % окисла	Si	Ti	Al	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	3,0777 1,3607	2,314 1,131	3,627 1,121	2,316 0,7360	2,574 0,4016	2,606 0,3934	4,583 0,7117	3,297 0,4626	1,205 0,1486	1,784 0,2313
2	6,1554 2,7215	4,629 2,263	7,255 2,243	4,632 1,472	5,147 0,8031	5,213 0,7868	9,174 1,423	6,595 0,9235	2,411 0,2973	3,569 0,4627
3	9,2331 4,0822	6,943 3,394	10,88 3,365	6,948 2,208	7,721 1,204	7,820 1,180	13,76 2,135	9,893 1,387	3,617 0,4460	5,353 0,6941
4	12,310 5,4430	9,258 4,526	14,51 4,487	9,264 2,944	10,29 1,606	10,42 1,573	18,34 2,846	13,19 1,850	4,823 0,5946	7,138 0,9255
5	15,388 6,8037	11,57 5,658	18,13 5,609	11,58 3,680	12,86 2,007	13,03 1,967	22,93 3,558	16,48 2,313	6,029 0,7433	8,923 1,156
6	18,466 8,1645	13,89 6,789	21,76 6,731	13,89 4,416	15,44 2,409	15,64 2,360	27,52 4,270	19,78 2,775	7,235 0,8920	10,70 1,388
7	21,543 9,5252	16,20 7,921	25,39 7,853	16,21 5,152	18,01 2,811	18,24 2,754	32,16 4,982	23,08 3,238	8,441 1,040	12,49 1,619
8	24,621 10,885	18,51 9,052	29,02 8,975	18,52 5,888	20,59 3,212	20,85 3,147	36,69 5,693	26,38 3,701	9,647 1,189	14,27 1,851
9	27,699 12,246	20,82 10,18	32,64 10,09	20,84 6,624	23,16 3,614	23,46 3,541	41,28 6,405	29,68 4,163	10,85 1,338	16,06 2,082

Na	K	Li	P	H	S	SO ₃	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	Ba ₂ O ₃	CO ₂
5,967 0,3107	3,926 0,1894	12,37 0,6972	2,605 2,146	20,53 0,6419	5,766 0,2819	2,309 0,5595	9,733 0,1531	5,311 1,879	4,202 2,733
11,93 0,215	7,853 0,3789	24,75 1,394	5,211 4,292	41,06 1,284	11,53 0,5638	4,619 1,139	19,46 0,3062	10,62 3,759	8,404 5,466
17,90 0,9323	11,77 0,5683	37,13 2,091	7,816 6,438	61,59 1,926	17,30 0,8458	6,929 1,708	29,20 0,4593	15,93 5,639	12,60 8,199
23,87 1,243	15,70 0,7578	49,51 2,789	10,42 8,585	82,12 2,568	23,06 1,127	9,238 2,278	38,93 0,6124	21,24 7,519	16,80 10,93
29,83 1,553	19,63 0,9473	61,89 3,486	13,02 10,73	102,7 3,210	28,83 1,409	11,54 2,847	48,66 0,7655	26,55 9,398	21,01 13,66
35,80 1,864	23,55 1,136	74,27 4,183	15,63 12,87	123,1 3,851	34,60 1,691	13,85 3,417	58,40 0,9186	31,80 11,27	25,21 16,39
41,77 2,175	27,48 1,326	83,65 4,881	18,23 15,02	143,7 4,493	40,36 1,973	16,16 3,986	68,13 1,071	37,17 13,15	29,41 19,13
47,74 2,486	31,41 1,515	99,03 5,578	20,84 17,17	164,2 5,135	46,13 2,255	18,47 4,556	77,86 1,224	42,49 15,03	33,61 21,86
53,70 2,797	35,33 1,705	111,4 6,275	23,44 19,31	184,7 5,777	51,90 2,537	20,78 5,125	87,60 1,377	47,80 16,91	37,81 24,59

Вес. % окисла	Si	Ti	Al	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	3,0877 1,3651	2,322 1,135	3,639 1,125	2,323 0,7384	2,582 0,4029	2,615 0,3947	4,601 0,7140	3,308 0,4641	1,209 0,1491	1,790 0,2321
2	6,1754 2,7303	4,644 2,270	7,279 2,251	4,647 1,476	5,164 0,8058	5,230 0,7894	9,203 1,428	6,617 0,9283	2,419 0,2983	3,580 0,4643
3	9,2632 4,0955	6,966 3,405	10,91 3,376	6,970 2,215	7,747 1,208	7,846 1,184	13,80 2,142	9,925 1,392	3,629 0,4474	5,371 0,6964
4	12,350 5,4607	9,288 4,541	14,55 4,502	9,294 2,953	10,32 1,611	10,46 1,578	18,40 2,856	13,23 1,856	4,839 0,5965	7,161 0,9283
5	15,438 6,8259	11,61 5,676	18,19 5,628	11,61 3,692	12,91 2,014	13,07 1,973	23,00 3,570	16,54 2,320	6,049 0,7457	8,952 1,160
6	18,526 8,1911	13,93 6,811	21,83 6,753	13,94 4,430	15,49 2,417	15,69 2,368	27,61 4,284	19,85 2,784	7,259 0,8949	10,74 1,302
7	21,614 9,5562	16,25 7,947	25,47 7,879	16,26 5,168	18,07 2,820	18,30 2,763	32,21 4,998	23,15 3,249	8,468 1,044	12,53 1,625
8	24,701 10,921	18,57 9,082	29,11 9,004	18,58 5,907	20,65 3,223	20,92 3,157	30,81 5,712	26,46 3,713	9,678 1,193	14,82 1,857
9	27,789 12,286	20,89 10,21	32,75 10,13	20,91 6,645	23,24 3,616	23,53 3,552	41,41 6,426	29,77 4,177	10,88 1,342	16,11 2,089

Na	K	Li	P	H	S	SO ₃	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
5,987 0,3117	3,939 0,1900	12,41 0,6995	2,614 2,153	20,59 0,6440	5,785 0,2828	2,317 0,5713	9,765 0,1536	5,328 1,885	4,215 2,742
11,97 0,6235	7,878 0,3801	24,83 1,399	5,228 4,306	41,19 1,288	11,57 0,5657	4,634 1,142	19,53 0,3072	10,65 3,771	8,431 5,484
17,96 0,9353	11,81 0,5702	37,25 2,098	7,842 6,459	61,79 1,932	17,35 0,8485	6,951 1,714	29,29 0,4608	15,98 5,657	12,64 8,226
23,94 1,247	15,75 0,7603	49,67 2,798	10,45 8,613	82,38 2,576	23,14 1,131	9,268 2,285	39,06 0,6144	21,31 7,543	16,86 10,96
29,93 1,558	19,69 0,9503	62,09 3,497	13,07 10,76	102,9 3,220	28,92 1,414	11,58 2,856	48,82 0,7680	26,64 9,429	21,07 13,71
35,92 1,870	23,63 1,140	74,51 4,197	15,68 12,91	123,5 3,864	34,71 1,697	13,90 3,428	58,59 0,9216	31,97 11,31	25,29 16,45
41,91 2,182	27,57 1,330	86,93 4,896	18,29 15,07	144,1 4,508	40,49 1,979	16,22 3,999	68,35 1,075	37,30 13,20	29,51 19,19
47,89 2,494	31,51 1,520	99,35 5,596	20,91 17,22	164,7 5,152	46,28 2,262	18,53 4,570	78,12 1,228	42,62 15,08	33,72 21,93
53,88 2,806	35,45 1,710	111,7 6,296	23,52 19,37	185,3 5,796	52,06 2,545	20,85 5,142	87,88 1,382	47,95 16,97	37,94 24,67

Вес. % окисла	Si	Ti	Al	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	3,0977 1,3696	2,329 1,138	3,651 1,129	2,331 0,7408	2,590 0,4042	2,623 0,3960	4,616 0,7163	3,319 0,4656	1,213 0,1496	1,796 0,2329
2	6,1955 2,7392	4,659 2,277	7,302 2,258	4,662 1,481	5,181 0,8084	5,247 0,7920	9,233 1,432	6,638 0,9313	2,427 0,2992	3,562 0,4658
3	9,2932 4,1088	6,989 3,416	10,95 3,387	6,993 2,222	7,772 1,212	7,871 1,188	13,85 2,149	9,957 1,396	3,641 0,4489	5,388 0,6987
4	12,391 5,4784	9,318 4,555	14,60 4,517	9,324 2,963	10,36 1,616	10,49 1,584	18,46 2,865	13,27 1,862	4,855 0,5985	7,184 0,9316
5	15,488 6,8480	11,64 5,694	18,25 5,646	11,65 3,704	12,95 2,021	13,11 1,980	23,08 3,581	16,59 2,328	6,068 0,7482	8,961 1,164
6	18,586 8,2177	13,97 6,833	21,90 6,775	13,98 4,444	15,54 2,425	15,74 2,376	27,70 4,298	19,91 2,793	7,282 0,8978	10,77 1,397
7	21,684 9,5873	16,30 7,972	25,55 7,904	16,31 5,185	18,13 2,829	18,36 2,772	32,31 5,014	23,23 3,259	8,496 1,047	12,57 1,630
8	24,782 10,956	18,63 9,111	29,21 9,034	18,64 5,926	20,72 3,233	20,99 3,168	36,93 5,730	26,55 3,725	9,710 1,197	14,36 1,803
9	27,879 12,326	20,96 10,25	32,86 10,16	20,98 6,667	23,31 3,637	23,61 3,564	41,55 6,447	29,87 4,190	10,92 1,346	16,16 2,096

Na	K	Li	P	H	S	SO ₃	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
6,006 0,3128	3,952 0,1906	12,45 0,7018	2,622 2,160	20,66 0,6461	5,804 0,2837	23,24 0,5732	9,797 0,1541	5,345 1,892	4,229 2,751
12,01 0,6256	7,904 0,3813	24,91 1,403	5,244 4,320	41,32 1,292	11,60 0,5675	4,649 1,146	19,59 0,3082	10,69 3,784	8,459 5,502
18,61 0,9384	11,85 0,5726	37,37 2,105	7,867 6,480	61,99 1,938	17,41 0,8513	6,974 1,719	29,39 0,4623	16,03 5,676	12,68 8,253
24,02 1,251	15,80 0,7627	49,83 2,807	10,48 8,641	82,65 2,584	23,21 1,135	9,299 2,292	39,18 0,6164	21,38 7,568	16,91 11,00
30,03 1,564	19,76 0,9534	62,29 3,509	13,11 10,80	103,3 3,231	29,02 1,418	11,62 2,866	48,98 0,7705	26,72 9,460	13,75
36,03 1,876	23,71 1,144	74,75 4,210	15,73 12,96	123,9 3,877	34,82 1,702	13,94 3,439	58,78 0,9246	32,07 11,35	25,37 16,50
42,04 2,189	27,66 1,334	87,21 4,912	18,35 15,12	144,6 4,523	40,63 1,886	16,27 4,012	68,57 1,078	37,42 13,24	29,60 19,25
48,05 2,502	31,61 1,525	99,67 5,614	20,97 17,28	165,3 5,169	46,43 2,270	18,59 4,585	78,37 1,232	42,76 15,13	33,83 22,00
54,05 2,815	35,56 1,716	112,1 6,316	23,60 19,44	185,9 5,815	52,23 2,553	20,92 5,159	88,17 1,386	48,11 17,02	38,06 24,75

Вес. % окисла	Si	Ti	Al	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Ca	Ba	Sr
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
1	3,1077 1,3740	2,337 1,142	3,663 1,132	2,338 0,7432	2,599 0,4055	2,632 0,3972	4,631 0,7186	3,330 0,4671	1,217 0,1501	1,802 0,2336
2	6,2155 2,7480	4,674 2,285	7,326 2,265	4,677 1,486	5,198 0,8110	5,264 0,7945	9,263 1,437	6,660 0,9343	2,435 0,3002	3,604 0,4673
3	9,3233 4,1221	7,011 3,428	10,98 3,398	7,016 2,229	7,797 1,216	7,897 1,191	13,89 2,156	9,990 1,401	3,653 0,4503	5,406 0,7009
4	12,431 5,4961	9,349 4,570	14,65 4,531	9,354 2,972	10,39 1,622	10,52 1,589	18,52 2,874	13,32 1,868	4,870 0,6005	7,208 0,9346
5	15,558 6,8702	11,68 5,713	18,31 5,646	11,69 3,716	12,99 2,027	13,16 1,986	23,15 3,593	16,65 2,335	6,088 0,7506	9,010 1,168
6	18,646 8,2442	14,02 6,856	21,97 6,797	14,03 4,459	15,59 2,433	15,79 2,383	27,78 4,312	19,58 2,803	7,306 0,9007	10,81 1,401
7	21,754 9,6183	16,36 7,998	25,64 7,930	16,37 5,202	18,19 2,838	18,42 2,781	32,42 5,030	23,31 3,270	8,523 1,050	12,61 1,635
8	24,862 10,992	18,69 9,141	29,30 9,063	18,70 5,945	20,79 3,244	21,05 3,178	37,05 5,749	26,64 3,737	9,741 1,201	14,41 1,869
9	27,970 12,366	21,03 10,28	32,96 10,19	21,04 6,688	23,39 3,649	23,69 3,575	41,68 6,468	29,97 4,204	10,95 1,351	16,21 2,102

Na	K	Li	P	H	S	SO ₃	F	B	CO ₂
Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	S	SO ₃	F	B ₂ O ₃	CO ₂
6,026 0,3138	3,964 0,1913	12,49 0,7041	2,630 2,167	20,73 0,6482	5,823 0,2846	2,332 0,5750	9,828 0,1546	5,363 1,898	4,243 2,760
12,05 0,6276	7,929 0,3826	24,99 1,408	5,261 4,334	41,46 1,296	11,64 0,5693	4,664 1,150	19,65 0,3092	10,72 3,796	8,486 5,520
18,07 0,9414	11,89 0,5739	37,49 2,112	78,92 6,501	62,19 1,945	17,46 0,8540	6,996 1,725	29,48 0,4638	16,08 5,694	12,72 8,280
24,10 1,255	15,85 0,7652	49,99 2,816	10,52 8,668	82,92 2,593	23,29 1,138	9,329 2,300	39,31 0,6184	21,45 7,592	16,97 11,04
30,13 1,569	19,82 0,9565	62,49 3,520	13,15 10,83	103,6 3,241	29,11 1,423	11,66 2,875	49,14 0,7730	26,81 9,490	21,21 13,80
36,15 1,882	23,78 1,147	74,99 4,224	15,78 13,00	124,3 3,889	34,93 1,708	13,99 3,450	58,97 0,9276	32,17 11,38	25,45 16,56
42,18 2,196	27,75 1,339	87,49 4,928	18,41 15,17	145,1 4,537	40,76 1,992	16,32 4,025	68,80 1,082	37,54 13,28	29,70 19,32
48,20 2,510	31,71 1,530	99,99 5,632	21,04 17,33	165,8 5,186	46,58 2,277	18,65 4,600	78,63 1,236	42,90 15,18	33,95 22,08
54,23 2,824	35,68 1,721	112,4 6,336	23,67 19,50	186,5 5,834	52,40 2,562	20,99 5,175	88,45 1,391	48,26 17,08	38,18 24,84

ТАБЛИЦЫ ДЛЯ НАХОЖДЕНИЯ ВЕСОВЫХ ПРОЦЕНТОВ СОДЕРЖАНИЯ ФОРМУЛЬНЫХ ЕДИНИЦ МИНЕРАЛОВ ПО ИХ МОЛЕКУЛЯРНЫМ КОЛИЧЕСТВАМ

Таблицы предназначены для расчета субмолекулярного или нормативного состава пород по результатам химического анализа. В них в алфавитном порядке помещены данные для 49 минералов. Для минералов переменного состава даны таблицы по крайним членам изоморфных рядов. Так, в группе пироксена приведены таблицы для диопсида, геденбергита, гиперстена, энстатита, эгирина, сподумена

В основе таблиц лежит следующее простое соотношение:

$$P_m = \frac{m \cdot M_m}{1000}$$

где P_m — весовой процент минерала;

m — молекулярное количество, находимое по таблицам молекулярных (или атомных) количества (Заварицкий, 1960; Четвериков, 1956; Булах, 1964);

M_m — молекулярный вес минерала.

В заголовке каждой таблицы указан минерал, его формула и молекулярный вес. Все формулы даны для удобства расчетов в окисной форме.

В первой вертикальной колонке приведены десятки молекулярных количеств от 1 до 9, а в горизонтальном направлении — единицы. Таким образом, первая горизонтальная строка содержит последовательно значения P_m для m от 1 до 9, вторая — от 10 до 19 и т. д. Определение весового содержания минерала можно производить по молекулярному количеству любого из входящих в состав минерала окисла, соответственно уменьшив молекулярное количество в число раз, равное коэффициенту перед данным окислом в формуле минерала.

В формулах минералов, включенных в таблицы, коэффициент при окисле, стоящем первым, обычно равен единице, по его молекулярному количеству в анализе и следует для простоты находить весовой процент минерала.

Последовательность операций при использовании таблиц приложения 2 рассмотрим на примере расчета субмолекулярного состава гранит-порфира (см. табл. 44).

1. По весовым процентам содержания окислов находят их молекулярные количества.

2. Молекулярные количества окислов распределяются в пропорциях, отвечающих формульным единицам присутствующих в породе минералов. Например, 9 молекулярных количеств Na_2O отвечают 9 — Al_2O_3 и 54 — SiO_2 .

3. Пользуясь таблицей приложения 2, находим, что девяти молекулярным количествам Na_2O в альбите (первая строка, девятая колонка) соответствует 4,7 вес. % этого минерала в составе породы. Аналогично для анортита (первая строка, шестая колонка) шести молекулярным количествам CaO соответствует 1,7%. Для биотита 9 молекулярным количествам сидерофиллита соответствует 9,2 вес. % сидерофиллита, 6 молекулярным количествам флогонита — 5 его вес. %.

В той же последовательности находим весовые проценты других минералов, учитывая, что десяткам молекулярных количеств отвечают строки соответствующих таблиц, а единицам — вертикальные колонки. Поэтому для кварца (514 молекулярных количеств) необходимо найти весовые проценты для 51×10 молекулярных количеств и отдельно для четырех молекулярных количеств и сложить найденные числа ($3,06 \times 10 + 0,2 = 30,8$).

Альбит, $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$ $M = 524,48$

Молекулярные количества	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0,00	0,525	1,049	1,573	2,098	2,622	3,147	3,671	4,196	4,720
1	5,245	5,769	6,294	6,818	7,343	7,867	8,392	8,916	9,441	9,965
2	10,490	11,014	11,539	12,063	12,588	13,112	13,637	14,161	14,685	15,210
3	15,734	16,259	16,783	17,308	17,832	18,357	18,881	19,405	19,930	20,455
4	20,979	21,504	22,028	22,553	23,077	23,602	24,126	24,651	25,175	25,699
5	26,224	26,749	27,273	27,797	28,322	28,846	29,371	29,895	30,420	30,944
6	31,469	31,993	32,518	33,042	33,567	34,091	34,615	35,140	35,665	36,189
7	36,714	37,238	37,763	38,287	38,812	39,336	39,861	40,385	40,909	41,434
8	41,958	42,483	43,007	43,532	44,056	44,581	45,105	45,630	46,154	46,679
9	47,203	47,728	48,252	48,777	49,301	49,825	50,350	50,875	51,399	51,924

Алуит, $\text{K}_2\text{O} \cdot 3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SO}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ $M = 828,46$

Молекулярные количества	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0,000	0,828	1,657	2,485	3,314	4,142	4,971	5,799	6,628	7,456
1	8,285	9,113	9,942	10,77	11,60	12,43	13,26	14,08	14,91	15,74
2	16,57	17,40	18,23	19,05	19,88	20,71	21,54	22,37	23,20	24,03
3	24,85	25,68	26,51	27,34	28,17	29,00	29,82	30,65	31,48	32,31
4	33,14	33,97	34,80	35,62	36,45	37,28	38,11	38,94	39,77	40,59
5	41,42	42,25	43,08	43,91	44,74	45,57	46,39	47,22	48,05	48,88
6	49,71	50,54	51,36	52,19	53,02	53,85	54,68	55,51	56,34	57,16
7	57,99	58,82	59,65	60,48	61,31	62,13	62,96	63,79	64,62	65,45
8	66,28	67,11	67,93	68,76	69,59	70,42	71,25	72,08	72,90	73,73
9	74,56	75,39	76,22	77,05	77,88	78,70	79,53	80,36	81,19	82,02

Альмандин, $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{FeO} \cdot 3\text{SiO}_2$ $M = 497,78$

Молекулярные количества	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0,000	0,498	0,996	1,493	1,991	2,489	2,987	3,484	3,982	4,480
1	4,978	5,476	5,973	6,471	6,969	7,467	7,964	8,462	8,960	9,458
2	9,956	10,45	10,95	11,45	11,95	12,44	12,94	13,44	13,94	14,44
3	14,93	15,43	15,93	16,43	16,92	17,42	17,92	18,42	18,92	19,41
4	19,91	20,41	20,91	21,40	21,90	22,40	22,90	23,40	23,89	24,39
5	24,89	25,39	25,88	26,38	26,88	27,38	27,88	28,37	28,87	29,37
6	29,87	30,36	30,86	31,35	31,86	32,36	32,85	33,35	33,85	34,35
7	34,84	35,34	35,84	36,34	36,84	37,33	37,83	38,33	38,83	39,32
8	39,82	40,32	40,82	41,32	41,81	42,31	42,81	43,31	43,80	44,30
9	44,80	45,30	45,80	46,29	46,79	47,29	47,79	48,28	48,78	49,28

Амезит, $2\text{MgO} \cdot 2\text{FeO} \cdot 2\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ $M = 620,40$

Молекулярные количества	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0,000	0,620	1,241	1,861	2,482	3,102	3,722	4,343	4,963	5,584
1	6,204	6,824	7,445	8,065	8,686	9,306	9,926	10,55	11,17	11,79
2	12,41	13,03	13,65	14,27	14,89	15,51	16,13	16,75	17,37	17,99
3	18,61	19,23	19,85	20,47	21,09	21,71	22,33	22,95	23,58	24,20
4	24,82	25,44	26,06	26,68	27,30	27,92	28,54	29,16	29,78	30,40
5	31,02	31,64	32,26	32,88	33,50	34,12	34,74	35,36	35,98	36,60
6	37,22	37,84	38,46	39,09	39,71	40,33	40,95	41,57	42,19	42,81
7	43,43	44,05	44,67	45,29	45,91	46,53	47,15	47,77	48,39	49,01
8	49,63	50,25	50,87	51,49	52,11	52,73	53,35	53,97	54,59	55,22
9	55,84	56,46	57,08	57,70	58,32	58,94	59,56	60,18	60,80	61,42

Андрадит, $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{CaO} \cdot 3\text{SiO}_2$ $M = 508,21$

Молекулярные количества	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0,000	0,508	1,016	1,525	2,033	2,541	3,049	3,557	4,066	4,574
1	5,082	5,590	6,099	6,607	7,115	7,623	8,131	8,640	9,148	9,656
2	10,16	10,67	11,18	11,69	12,20	12,71	13,21	13,72	14,23	14,74
3	15,25	15,75	16,26	16,77	17,28	17,79	18,30	18,80	19,31	19,82
4	20,33	20,84	21,34	21,85	22,36	22,87	23,38	23,89	24,39	24,90
5	25,41	25,92	26,43	26,94	27,44	27,95	28,46	28,97	29,48	29,98
6	30,49	31,00	31,51	32,02	32,52	33,03	33,54	34,05	34,56	35,07
7	35,57	36,08	36,59	37,10	37,61	38,12	38,62	39,13	39,64	40,15
8	40,66	41,17	41,67	42,18	42,69	43,20	43,71	44,21	44,72	45,23
9	45,74	46,25	46,76	47,26	47,77	48,28	48,79	49,30	49,80	50,31

Анортит, $\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$ $M = 278,22$

Молекулярные количества	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0,0	0,278	0,556	0,835	1,113	1,391	1,669	1,948	2,225	2,504
1	2,782	3,060	3,339	3,617	3,895	4,173	4,451	4,730	5,008	5,286
2	5,564	5,843	6,121	6,399	6,677	6,955	7,234	7,512	7,790	8,068
3	8,347	8,625	8,903	9,181	9,459	9,738	10,02	10,29	10,57	10,85
4	11,13	11,41	11,69	11,96	12,24	12,52	12,80	13,08	13,35	13,63
5	13,91	14,19	14,47	14,75	15,02	15,30	15,58	15,86	16,14	16,41
6	16,69	16,97	17,25	17,53	17,81	18,08	18,36	18,64	18,92	19,20
7	19,48	19,75	20,03	20,31	20,59	20,87	21,14	21,42	21,70	21,98
8	22,26	22,54	22,81	23,09	23,37	23,65	23,93	24,21	24,48	24,76
9	25,04	25,32	25,60	25,87	26,15	26,43	26,71	26,99	27,27	27,54

Антигорит, $3\text{MgO} \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ $M = 277,17$

Молекулярные количества	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0,000	0,277	0,554	0,832	1,109	1,386	1,663	1,940	2,217	2,495
1	2,772	3,049	3,326	3,603	3,880	4,158	4,435	4,712	4,989	5,266
2	5,543	5,821	6,098	6,375	6,652	6,929	7,206	7,484	7,761	8,038
3	8,315	8,592	8,869	9,147	9,424	9,701	9,978	10,26	10,53	10,81
4	11,09	11,36	11,64	11,92	12,20	12,47	12,75	13,03	13,30	13,58
5	13,86	14,14	14,41	14,69	14,97	15,24	15,52	15,80	16,08	16,35
6	16,63	16,91	17,18	17,46	17,74	18,02	18,29	18,57	18,85	19,12
7	19,40	19,68	19,96	20,23	20,51	20,79	21,06	21,34	21,62	21,90
8	22,17	22,45	22,73	23,01	23,28	23,56	23,84	24,11	24,39	24,67
9	24,95	25,22	25,50	25,78	26,05	26,33	26,61	26,89	27,16	27,44

Апатит, $(\text{H}_2\text{O}, \text{F}_2) \cdot 10\text{CaO} \cdot 3\text{P}_2\text{O}_5$ $M = 1004,67$

Молекулярные количества	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0,000	1,005	2,009	3,014	4,019	5,023	6,028	7,032	8,037	9,042
1	10,05	11,05	12,06	13,06	14,06	15,07	16,07	17,08	18,08	19,09
2	20,09	21,10	22,10	23,11	24,11	25,12	26,12	27,13	28,13	29,13
3	30,14	31,14	32,15	33,15	34,16	35,16	36,17	37,17	38,18	39,18
4	40,19	41,19	42,19	43,20	44,20	45,21	46,21	47,22	48,22	49,23
5	50,23	51,24	52,24	53,25	54,25	55,26	56,26	57,26	58,27	59,27
6	60,28	61,28	62,29	63,29	64,30	65,30	66,31	67,31	68,32	69,32
7	70,32	71,33	72,33	73,34	74,34	75,35	76,35	77,36	78,36	79,37
8	80,37	81,38	82,38	83,39	84,39	85,39	86,40	87,40	88,41	89,41
9	90,42	91,42	92,43	93,43	94,44	95,44	96,45	97,45	98,45	99,46

Берилл, $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{BeO} \cdot 6\text{SiO}_2$ $M = 537,53$

Молекулярные количества	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0,000	0,538	1,075	1,613	2,150	2,688	3,225	3,763	4,300	4,838
1	5,375	5,913	6,450	6,988	7,525	8,063	8,600	9,138	9,676	10,21
2	10,75	11,29	11,83	12,36	12,90	13,44	13,98	14,51	15,05	15,59
3	16,13	16,66	17,20	17,74	18,28	18,81	19,35	19,89	20,43	20,96
4	21,50	22,04	22,58	23,11	23,65	24,19	24,73	25,26	25,80	26,34
5	26,88	27,41	27,95	28,49	29,03	29,56	30,10	30,64	31,18	31,71
6	32,25	32,79	33,33	33,86	34,40	34,94	35,48	36,01	36,55	37,09
7	37,63	38,16	38,70	39,24	39,78	40,31	40,85	41,39	41,93	42,46
8	43,00	43,54	44,08	44,61	45,15	45,69	46,23	46,77	47,30	47,84
9	48,38	48,92	49,45	49,99	50,53	51,07	51,60	52,14	52,68	53,22

Волластонит $\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$ $M = 116,17$

Молекулярные количества	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0,000	0,116	0,232	0,349	0,465	0,581	0,697	0,813	0,929	1,046
1	1,162	1,279	1,394	1,510	1,626	1,743	1,859	1,975	2,091	2,207
2	2,323	2,440	2,556	2,672	2,788	2,904	3,020	3,137	3,253	3,369
3	3,485	3,601	3,717	3,834	3,950	4,066	4,182	4,298	4,414	4,531
4	4,647	4,763	4,879	4,995	5,111	5,228	5,344	5,460	5,576	5,692
5	5,809	5,925	6,041	6,157	6,273	6,389	6,506	6,622	6,738	6,854
6	6,970	7,086	7,203	7,319	7,435	7,551	7,667	7,783	7,900	8,016
7	8,132	8,248	8,364	8,480	8,597	8,713	8,829	8,945	9,061	9,177
8	9,294	9,410	9,526	9,642	9,758	9,874	9,991	10,11	10,22	10,34
9	10,46	10,57	10,69	10,80	10,92	11,04	11,15	11,27	11,38	11,50

Гематит Fe_2O_3 $M = 159,70$

Молекулярные количества	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0,000	0,160	0,319	0,479	0,639	0,799	0,958	1,118	1,278	1,437
1	1,597	1,757	1,916	2,075	2,236	2,396	2,555	2,715	2,875	3,034
2	3,194	3,354	3,513	3,673	3,833	3,993	4,152	4,312	4,472	4,631
3	4,791	4,951	5,110	5,270	5,430	5,590	5,749	5,909	6,069	6,228
4	6,388	6,548	6,707	6,867	7,027	7,187	7,346	7,506	7,666	7,825
5	7,985	8,145	8,304	8,464	8,624	8,784	8,943	9,103	9,263	9,422
6	9,582	9,742	9,901	10,06	10,22	10,38	10,54	10,70	10,86	11,02
7	11,18	11,34	11,50	11,66	11,82	11,98	12,14	12,30	12,46	12,62
8	12,78	12,94	13,10	13,26	13,41	13,57	13,73	13,89	14,05	14,21
9	14,37	14,53	14,69	14,85	15,01	15,17	15,33	15,49	15,65	15,81

Гидромусковит (серицит) $1/2 \text{K}_2\text{O} \cdot \text{H}_3\text{O} \cdot 3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ $M = 768,57$

Молекулярные количества	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0,0000	0,7686	1,537	2,306	3,074	3,843	4,612	5,380	6,149	6,917
1	7,686	8,455	9,223	9,992	10,76	11,53	12,30	13,07	13,83	14,60
2	15,37	16,14	16,91	17,68	18,45	19,22	19,98	20,75	21,52	22,29
3	23,06	23,83	24,60	25,36	26,13	26,90	27,67	28,44	29,21	29,98
4	30,74	31,51	32,28	33,05	33,82	34,59	35,36	36,12	36,89	37,66
5	38,43	39,20	39,97	40,74	41,50	42,27	43,04	43,81	44,58	45,35
6	46,12	46,88	47,65	48,42	49,19	49,96	50,73	51,50	52,26	53,03
7	53,80	54,57	55,34	56,11	56,88	57,65	58,41	59,18	59,95	60,72
8	61,49	62,26	63,03	63,79	64,56	65,33	66,10	66,87	67,64	68,41
9	69,17	69,94	70,71	71,48	72,25	73,02	73,79	74,55	75,32	76,10

Гиперстен $\text{FeO} \cdot \text{MgO} \cdot 2\text{SiO}_2$ $M = 232,35$

Молекулярные количества	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0,000	0,232	0,465	0,697	0,929	1,162	1,394	1,626	1,859	2,091
1	2,324	2,556	2,788	3,021	3,253	3,485	3,718	3,950	4,182	4,415
2	4,647	4,879	5,112	5,344	5,576	5,809	6,041	6,273	6,506	6,738
3	6,971	7,203	7,435	7,668	7,900	8,132	8,365	8,597	8,829	9,062
4	9,294	9,526	9,759	9,991	10,22	10,46	10,69	10,92	11,15	11,39
5	11,62	11,85	12,08	12,31	12,55	12,78	13,01	13,24	13,48	13,71
6	13,94	14,17	14,41	14,64	14,87	15,10	15,34	15,57	15,80	16,03
7	16,26	16,50	16,73	16,96	17,19	17,43	17,66	17,89	18,12	18,36
8	18,59	18,82	19,05	19,29	19,52	19,75	19,98	20,21	20,45	20,68
9	20,91	21,14	21,38	21,61	21,84	22,07	22,31	22,54	22,77	23,00

Глаукофан $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{MgO} \cdot \text{FeO} \cdot \text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 8\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ $M = 830,93$

Молекулярные количества	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0,000	0,831	1,662	2,493	3,324	4,155	4,986	5,817	6,647	7,478
1	8,309	9,140	9,971	10,80	11,63	12,46	13,29	14,13	14,96	15,79
2	16,62	17,45	18,28	19,11	19,94	20,77	21,60	22,44	23,27	24,10
3	24,93	25,76	26,59	27,42	28,25	29,08	29,91	30,74	31,58	32,41
4	33,24	34,07	34,90	35,73	36,56	37,39	38,22	39,05	39,88	40,72
5	41,55	42,38	43,21	44,04	44,87	45,70	46,53	47,36	48,19	49,02
6	49,86	50,69	51,52	52,35	53,18	54,01	54,84	55,67	56,50	57,33
7	58,17	59,00	59,83	60,66	61,49	62,32	63,15	63,98	64,81	65,64
8	66,47	67,31	68,14	68,97	69,80	70,63	71,46	72,29	73,12	73,95
9	74,78	75,61	76,45	77,28	78,11	78,94	79,77	80,60	81,43	82,26

Гроссуляр $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{CaO} \cdot 3\text{SiO}_2$ $M = 450,47$

Молекулярные количества	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0,000	0,450	0,901	1,351	1,802	2,252	2,703	3,153	3,604	4,054
1	4,505	4,955	5,406	5,856	6,307	6,757	7,208	7,658	8,108	8,559
2	9,009	9,460	9,910	10,36	10,81	11,26	11,71	12,16	12,61	13,06
3	13,51	13,96	14,42	14,87	15,32	15,77	16,22	16,67	17,12	17,57
4	18,02	18,47	18,92	19,37	19,82	20,27	20,72	21,17	21,62	22,07
5	22,52	22,97	23,42	23,87	24,33	24,78	25,23	25,68	26,13	26,58
6	27,03	27,48	27,93	28,38	28,83	29,28	29,73	30,18	30,63	31,08
7	31,53	31,98	32,43	32,88	33,33	33,79	34,24	34,69	35,14	35,59
8	36,04	36,49	36,94	37,39	37,84	38,29	38,74	39,19	39,64	40,09
9	40,54	40,99	41,44	41,89	42,34	42,79	43,25	43,70	44,15	44,60

Диопсид $\text{CaO} \cdot \text{MgO} \cdot 2\text{SiO}_2$ $M=216,58$

Молекулярные количества	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0,000	0,217	0,433	0,650	0,866	1,083	1,299	1,516	1,733	1,949
1	2,166	2,382	2,599	2,816	3,032	3,249	3,465	3,682	3,898	4,115
2	4,332	4,548	4,765	4,981	5,198	5,415	5,631	5,848	6,064	6,281
3	6,497	6,714	6,931	7,147	7,364	7,580	7,797	8,013	8,230	8,447
4	8,663	8,880	9,096	9,313	9,530	9,746	9,963	10,18	10,40	10,61
5	10,83	11,05	11,26	11,48	11,70	11,91	12,13	12,35	12,56	12,78
6	12,99	13,21	13,43	13,64	13,86	14,08	14,29	14,51	14,73	14,94
7	15,16	15,38	15,59	15,81	16,03	16,24	16,46	16,68	16,89	17,11
8	17,33	17,54	17,76	17,98	18,19	18,41	18,63	18,84	19,06	19,28
9	19,49	19,71	19,93	20,14	20,36	20,58	20,79	21,01	21,22	21,44

Дистен, андалузит, силлиманит $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2$ $M=162,05$

Молекулярные количества	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0,000	0,162	0,324	0,486	0,648	0,810	0,972	1,134	1,296	1,458
1	1,621	1,783	1,945	2,107	2,269	2,431	2,593	2,755	2,917	3,079
2	3,241	3,403	3,565	3,727	3,889	4,051	4,213	4,375	4,537	4,699
3	4,862	5,024	5,186	5,348	5,510	5,672	5,834	5,996	6,158	6,320
4	6,482	6,644	6,806	6,968	7,130	7,292	7,454	7,616	7,778	7,940
5	8,103	8,265	8,427	8,589	8,751	8,913	9,075	9,237	9,399	9,561
6	9,723	9,885	10,05	10,21	10,37	10,53	10,70	10,86	11,02	11,18
7	11,34	11,51	11,67	11,83	11,99	12,15	12,32	12,48	12,64	12,80
8	12,96	13,13	13,29	13,45	13,61	13,77	13,94	14,10	14,26	14,42
9	14,58	14,75	14,91	15,07	15,23	15,39	15,55	15,72	15,88	16,04

Иллит $\text{K}_2\text{O} \cdot 5\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 7\text{SiO}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ $M=1096,71$

Молекулярные количества	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0,000	1,097	2,193	3,290	4,387	5,484	6,580	7,677	8,774	9,870
1	10,97	12,06	13,16	14,26	15,35	16,45	17,55	18,64	19,74	20,84
2	21,93	23,03	24,13	25,22	26,32	27,42	28,51	29,61	30,71	31,81
3	32,90	34,00	35,10	36,19	37,29	38,39	39,48	40,58	41,68	42,77
4	43,87	44,97	46,06	47,16	48,26	49,35	50,45	51,55	52,64	53,74
5	54,84	55,93	57,03	58,13	59,22	60,32	61,42	62,51	63,61	64,71
6	65,80	66,90	68,00	69,09	70,19	71,29	72,38	73,48	74,58	75,67
7	76,77	77,87	78,96	80,06	81,16	82,25	83,35	84,45	85,54	86,64
8	87,74	88,83	89,93	91,03	92,12	93,22	94,32	95,41	96,51	97,61
9	98,70	99,80	100,9	102,0	103,1	104,2	105,3	106,4	107,5	108,6

Калиевый полевой шпат $\text{K}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$ $M=556,70$

Молекулярные количества	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0,0000	0,5567	1,113	1,670	2,227	2,784	3,340	3,897	4,454	5,010
1	5,567	6,124	6,680	7,237	7,794	8,350	8,907	9,464	10,02	10,58
2	11,13	11,69	12,25	12,80	13,36	13,92	14,47	15,03	15,59	16,14
3	16,70	17,26	17,81	18,37	18,93	19,48	20,04	20,60	21,15	21,71
4	22,27	22,82	23,38	23,94	24,49	25,05	25,61	26,16	26,72	27,28
5	27,84	28,39	28,95	29,51	30,06	30,62	31,18	31,73	32,29	32,85
6	33,40	33,96	34,52	35,07	35,63	36,19	36,74	37,30	37,86	38,41
7	38,97	39,53	40,08	40,64	41,20	41,75	42,31	42,87	43,42	43,98
8	44,54	45,09	45,65	46,21	46,76	47,32	47,88	48,43	48,99	49,55
9	50,10	50,66	51,22	51,77	52,33	52,89	53,44	54,00	54,56	55,11

Кальцит $\text{CaO} \cdot \text{CO}_2$ $M=100,09$

Молекулярные количества	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0,000	0,100	0,200	0,300	0,400	0,500	0,601	0,701	0,801	0,901
1	1,001	1,101	1,201	1,301	1,401	1,501	1,601	1,702	1,802	1,902
2	2,002	2,102	2,202	2,302	2,402	2,502	2,602	2,702	2,803	2,903
3	3,003	3,103	3,203	3,303	3,403	3,503	3,603	3,703	3,803	3,904
4	4,004	4,104	4,204	4,304	4,404	4,504	4,604	4,704	4,804	4,904
5	5,005	5,105	5,205	5,305	5,405	5,505	5,605	5,705	5,805	5,905
6	6,005	6,106	6,206	6,306	6,406	6,506	6,606	6,706	6,806	6,906
7	7,006	7,106	7,206	7,307	7,407	7,507	7,607	7,707	7,807	7,907
8	8,007	8,107	8,207	8,307	8,408	8,508	8,608	8,708	8,808	8,908
9	9,008	9,108	9,208	9,308	9,408	9,508	9,609	9,709	9,809	9,909

Каолинит $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ $M=258,17$

Молекулярные количества	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0,000	0,258	0,516	0,775	1,033	1,291	1,549	1,807	2,065	2,324
1	2,582	2,840	3,098	3,356	3,614	3,873	4,131	4,389	4,647	4,905
2	5,163	5,422	5,680	5,938	6,196	6,454	6,712	6,971	7,229	7,487
3	7,745	8,003	8,261	8,520	8,778	9,036	9,294	9,552	9,810	10,07
4	10,33	10,58	10,84	11,10	11,36	11,62	11,88	12,13	12,39	12,65
5	12,91	13,17	13,42	13,68	13,94	14,20	14,46	14,72	14,97	15,23
6	15,49	15,75	16,01	16,26	16,52	16,78	17,04	17,30	17,56	17,81
7	18,07	18,33	18,59	18,85	19,10	19,36	19,62	19,88	20,14	20,40
8	20,65	20,91	21,17	21,43	21,69	21,94	22,20	22,46	22,72	22,98
9	23,24	23,49	23,75	24,01	24,27	24,53	24,78	25,04	25,30	25,56

Кварц SiO_2 $M=60,09$

Молекулярные количества	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0,00	0,0601	0,1202	0,1803	0,2404	0,3005	0,3605	0,4206	0,4807	0,5408
1	0,6009	0,6610	0,7211	0,7812	0,8413	0,9014	0,9614	1,0215	1,0816	1,1417
2	1,2018	1,2619	1,3220	1,3821	1,4422	1,5023	1,5623	1,6224	1,6825	1,7426
3	1,8027	1,8628	1,9229	1,9830	2,0431	2,1032	2,1632	2,2233	2,2834	2,3435
4	2,4036	2,4637	2,5238	2,5839	2,6440	2,7041	2,7641	2,8242	2,8843	2,9444
5	3,0045	3,0646	3,1247	3,1848	3,2449	3,3050	3,3650	3,4251	3,4852	3,5453
6	3,6054	3,6655	3,7256	3,7857	3,8458	3,9059	3,9659	4,0260	4,0861	4,1462
7	4,2013	4,2664	4,3265	4,3866	4,4467	4,5068	4,5668	4,6269	4,6870	4,7471
8	4,8072	4,8673	4,9274	4,9875	5,0476	5,1077	5,1677	5,2278	5,2879	5,3480
9	5,4081	5,4682	5,5283	5,5884	5,6485	5,7086	5,7686	5,8287	5,8888	5,9489

Корунд Al_2O_3 $M=101,96$

Молекулярные количества	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0,000	0,102	0,204	0,306	0,408	0,510	0,612	0,714	0,816	0,918
1	1,020	1,122	1,124	1,325	1,427	1,29	1,631	1,733	1,835	1,937
2	2,039	2,141	2,243	2,345	2,447	2,549	2,651	2,753	2,855	2,957
3	3,059	3,161	3,263	3,365	3,467	3,569	3,671	3,773	3,874	3,976
4	4,078	4,180	4,282	4,384	4,486	4,588	4,690	4,792	4,894	4,996
5	5,098	5,200	5,302	5,404	5,506	5,608	5,710	5,812	5,914	6,016
6	6,118	6,220	6,322	6,423	6,525	6,627	6,729	6,831	6,933	7,035
7	7,137	7,239	7,341	7,443	7,545	7,647	7,749	7,851	7,953	8,055
8	8,157	8,259	8,361	8,463	8,565	8,667	8,769	8,871	8,972	9,074
9	9,176	9,278	9,380	9,482	9,584	9,686	9,788	9,890	9,992	10,09

Лепидолит $\text{K}_2\text{O} \cdot 2 \text{Li}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 8 \text{SiO}_2 \cdot 3 \text{H}_2\text{O}$ $M=0,77267$

Молекулярные количества	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0,000	0,773	1,545	2,318	3,091	3,863	4,636	5,409	6,181	6,954
1	7,727	8,499	9,272	10,04	10,82	11,59	12,36	13,14	13,91	14,68
2	15,45	16,23	17,00	17,77	18,54	19,32	20,09	20,86	21,63	22,41
3	23,18	23,95	24,73	25,50	26,27	27,04	27,82	28,59	29,36	30,13
4	30,91	31,68	32,45	33,22	34,00	34,77	35,54	36,32	37,09	37,86
5	38,63	39,41	40,18	40,95	41,72	42,50	43,27	44,04	44,81	45,59
6	46,36	47,13	47,91	48,68	49,45	50,22	51,00	51,77	52,54	53,31
7	54,09	54,86	55,63	56,40	57,18	57,95	58,72	59,50	60,27	61,04
8	61,81	62,59	63,36	64,13	64,90	65,68	66,45	67,22	67,99	68,77
9	69,54	70,31	71,09	71,86	72,63	73,40	74,18	74,95	75,72	76,49

Магнезит $\text{MgO} \cdot \text{CO}_2$ $M=84,33$

Молекулярные количества	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0,000	0,084	0,169	0,253	0,337	0,422	0,506	0,590	0,675	0,759
1	0,843	0,928	1,012	1,096	1,181	1,265	1,349	1,434	1,518	1,602
2	1,687	1,771	1,855	1,940	2,024	2,108	2,193	2,277	2,361	2,446
3	2,530	2,614	2,699	2,783	2,867	2,952	3,036	3,120	3,205	3,289
4	3,373	3,458	3,542	3,626	3,711	3,795	3,879	3,964	4,048	4,132
5	4,217	4,301	4,385	4,469	4,554	4,638	4,722	4,807	4,891	4,975
6	5,060	5,144	5,228	5,313	5,397	5,481	5,566	5,650	5,734	5,819
7	5,903	5,987	6,072	6,156	6,240	6,325	6,409	6,493	6,578	6,662
8	6,746	6,831	6,915	6,999	7,084	7,168	7,252	7,337	7,421	7,505
9	7,590	7,674	7,758	7,843	7,927	8,011	8,096	8,180	8,264	8,349

Магнетит $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{FeO}$ $M=231,55$

Молекулярные количества	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0,000	0,232	0,463	0,695	0,926	1,158	1,389	1,621	1,852	2,084
1	2,316	2,547	2,779	3,010	3,242	3,473	3,705	3,936	4,168	4,399
2	4,631	4,863	5,094	5,326	5,557	5,789	6,020	6,252	6,483	6,715
3	6,947	7,178	7,410	7,641	7,873	8,104	8,336	8,567	8,799	9,030
4	9,262	9,494	9,725	9,957	10,19	10,42	10,65	10,88	11,11	11,35
5	11,58	11,81	12,04	12,27	12,50	13,74	12,97	13,20	13,43	13,66
6	13,89	14,12	14,36	14,59	14,82	15,05	15,28	15,51	15,75	15,98
7	16,21	16,44	16,67	16,90	17,13	17,37	17,60	17,83	18,06	18,29
8	18,52	18,76	18,99	19,22	19,45	19,68	19,91	20,14	20,38	20,61
9	20,84	21,07	21,30	21,53	21,77	22,00	22,23	22,46	22,69	22,92

Мейонит $3\text{CaO} \cdot 3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2 \cdot \text{CaO} \cdot \text{CO}_2$ $M=934,75$

Молекулярные количества	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0,000	0,935	1,870	2,804	3,739	4,674	5,609	6,543	7,478	8,413
1	9,348	10,28	11,22	12,15	13,09	14,02	14,96	15,89	16,83	17,76
2	18,70	19,63	20,56	21,50	22,43	23,37	24,30	25,24	26,17	27,11
3	28,04	28,98	29,91	30,85	31,78	32,72	33,65	34,59	35,52	36,46
4	37,39	38,32	39,26	40,19	41,13	42,06	43,00	43,93	44,87	45,80
5	46,74	47,67	48,61	49,54	50,48	51,41	52,35	53,28	54,22	55,15
6	56,10	57,02	57,95	58,89	59,82	60,76	61,69	62,63	63,56	64,50
7	65,43	66,37	67,30	68,24	69,17	70,11	71,04	71,98	72,91	73,85
8	74,78	75,71	76,65	77,58	78,52	79,45	80,39	81,32	82,26	83,19
9	84,13	85,06	86,00	86,93	87,87	88,80	89,74	90,67	91,61	92,54

Монтмориллонит $\text{Na}_2\text{O} \cdot 2\text{MgO} \cdot 5\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 24\text{SiO}_2 \cdot 30\text{H}_2\text{O}$

M=2635,18

Молекулярные количества	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0,000	2,635	5,270	7,906	10,54	13,18	15,81	18,45	21,08	23,72
1	26,35	28,99	31,62	34,26	36,89	39,53	42,16	44,80	47,43	50,07
2	52,70	55,34	57,97	60,61	63,24	65,88	68,51	71,15	73,79	76,42
3	79,06	81,69	84,33	86,96	89,60	92,23	94,87	97,50	100,1	102,8
4	105,4	108,0	110,7	113,3	116,0	118,6	121,2	123,9	126,5	129,1
5	131,8	134,4	137,0	139,7	142,3	144,9	147,6	150,2	152,8	155,5
6	158,1	160,8	163,4	166,0	168,7	171,3	173,9	176,6	179,2	181,8
7	184,5	187,1	189,7	192,4	195,0	197,6	200,3	202,9	205,5	208,2
8	210,8	213,5	216,1	218,7	221,4	224,0	226,6	229,3	231,9	234,5
9	237,2	239,8	242,4	245,1	247,7	250,3	253,0	255,6	258,3	260,9

Мусковит $\text{K}_2\text{O} \cdot 3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

M=796,65

Молекулярные количества	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0,0000	0,797	1,593	2,390	3,187	3,983	4,780	5,577	6,373	7,170
1	7,967	8,763	9,560	10,36	11,15	11,95	12,75	13,54	14,34	15,14
2	15,93	16,73	17,53	18,32	19,12	19,92	20,71	21,51	22,31	23,10
3	23,90	24,70	25,49	26,29	27,09	27,88	28,68	29,48	30,27	31,07
4	31,87	32,66	33,46	34,26	35,05	35,85	36,65	37,44	38,24	39,04
5	39,83	40,63	41,43	42,22	43,02	43,82	44,61	45,41	46,21	47,00
6	47,80	48,60	49,39	50,19	50,99	51,78	52,58	53,38	54,17	54,97
7	55,77	56,56	57,36	58,16	58,95	59,75	60,55	61,34	62,14	62,94
8	63,73	64,53	65,33	66,12	66,92	67,72	68,51	69,31	70,11	70,90
9	71,70	72,50	73,29	74,09	74,89	75,68	76,48	77,28	78,07	78,87

Нонтронит $\text{Na}_2\text{O} \cdot 6\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 22\text{SiO}_2 \cdot 30\text{H}_2\text{O}$

M=2934,72

Молекулярные количества	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0,000	2,985	5,969	8,954	11,94	14,92	17,91	20,89	23,88	26,86
1	29,85	32,83	35,82	38,80	41,79	44,77	47,76	50,74	53,72	56,71
2	59,69	62,68	65,66	68,65	71,63	74,62	77,60	80,59	83,57	86,56
3	89,54	92,53	95,51	98,50	101,5	104,5	107,5	110,4	113,4	116,4
4	119,4	122,4	125,4	128,3	131,3	134,3	137,3	140,3	143,3	146,3
5	149,2	152,2	155,2	158,2	161,2	164,2	167,1	170,1	173,1	176,1
6	179,1	182,1	185,1	188,0	191,0	194,0	197,0	200,0	203,0	206,0
7	208,9	211,9	214,9	217,9	220,9	223,9	226,8	229,8	232,8	235,8
8	238,8	241,8	244,8	247,7	250,7	253,7	256,7	259,7	262,7	265,6
9	268,6	271,6	274,6	277,6	280,6	283,6	286,5	289,5	292,5	295,5

Парагонит $\text{Na}_2\text{O} \cdot 3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

M=764,43

Молекулярные количества	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0,0000	0,7644	1,529	2,293	3,058	3,822	4,587	5,351	6,115	6,880
1	7,644	8,409	9,173	9,938	10,70	11,47	12,23	13,00	13,76	14,52
2	15,29	16,05	16,82	17,58	18,35	19,11	19,88	20,64	21,40	22,17
3	22,93	23,70	24,46	25,23	25,99	26,76	27,52	28,28	29,05	29,81
4	30,58	31,34	32,11	32,87	33,63	34,40	35,16	35,93	36,69	37,46
5	38,22	38,99	39,75	40,51	41,28	42,04	42,81	43,57	44,34	45,10
6	45,87	46,63	47,39	48,16	48,92	49,69	50,45	51,22	51,98	52,75
7	53,51	54,27	55,04	55,80	56,57	57,33	58,10	58,86	59,63	60,39
8	61,15	61,92	62,68	63,45	64,21	64,98	65,74	66,51	67,27	68,03
9	68,80	69,56	70,33	71,09	71,86	72,62	73,39	74,15	74,91	75,68

Пеннин $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{MgO} \cdot 2\text{FeO} \cdot 3\text{SiO}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$

M=618,95

Молекулярные количества	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0,000	0,619	1,238	1,857	2,476	3,095	3,714	4,333	4,952	5,571
1	6,190	6,808	7,424	8,046	8,665	9,284	9,903	10,52	11,14	11,76
2	12,38	13,00	13,62	14,24	14,85	15,47	16,09	16,71	17,33	17,95
3	18,57	19,19	19,81	20,43	21,04	21,66	22,28	22,90	23,52	24,14
4	24,76	25,38	26,00	26,61	27,23	27,85	28,47	29,09	29,71	30,33
5	30,95	31,57	32,19	32,80	33,42	34,04	34,66	35,28	35,90	36,52
6	37,14	37,76	38,37	38,99	39,61	40,23	40,85	41,47	42,09	42,71
7	43,33	43,95	44,56	45,18	45,80	46,42	47,04	47,66	48,28	48,90
8	49,52	50,13	50,75	51,37	51,99	52,61	53,23	53,85	54,47	55,09
9	55,71	56,32	56,94	57,56	58,18	58,80	59,42	60,04	60,66	61,28

Пирит FeS_2 M=119,99

Молекулярные количества	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0,000	0,120	0,240	0,360	0,480	0,600	0,720	0,840	0,960	1,080
1	1,200	1,320	1,440	1,560	1,680	1,800	1,920	2,040	2,160	2,280
2	2,400	2,520	2,640	2,760	2,880	3,000	3,120	3,240	3,360	3,480
3	3,600	3,720	3,840	3,960	4,080	4,200	4,320	4,440	4,560	4,680
4	4,800	4,920	5,040	5,160	5,280	5,400	5,520	5,640	5,760	5,880
5	6,000	6,119	6,239	6,359	6,479	6,599	6,719	6,839	6,959	7,079
6	7,199	7,319	7,439	7,559	7,679	7,799	7,919	8,039	8,159	8,279
7	8,399	8,519	8,639	8,759	8,879	8,999	9,119	9,239	9,359	9,479
8	9,599	9,719	9,839	9,959	10,08	10,20	10,32	10,44	10,56	10,68
9	10,80	10,92	11,04	11,16	11,28	11,40	11,52	11,64	11,76	11,88

Пироп $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{MgO} \cdot 3\text{SiO}_2$ $M=403,19$

Молекулярные количества	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0,000	0,403	0,806	1,210	1,613	2,016	2,419	2,822	3,226	3,629
1	4,032	4,435	4,838	5,241	5,645	6,048	6,451	6,854	7,257	7,661
2	8,064	8,467	8,870	9,273	9,677	10,08	10,48	10,89	11,29	11,69
3	12,10	12,50	12,90	13,31	13,71	14,11	14,51	14,92	15,32	15,72
4	16,13	16,53	16,93	17,34	17,74	18,14	18,55	18,95	19,35	19,76
5	20,16	20,56	20,97	21,37	21,77	22,18	22,58	22,98	23,39	23,79
6	24,19	24,59	25,00	25,40	25,80	26,21	26,61	27,01	27,42	27,82
7	28,22	28,63	29,03	29,43	29,84	30,24	30,64	31,05	31,45	31,85
8	32,26	32,66	33,06	33,46	33,87	34,27	34,67	35,08	35,48	35,88
9	36,29	36,69	37,09	37,50	37,90	38,30	38,71	39,11	39,51	39,92

Пиррофиллит $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ $M=360,35$

Молекулярные количества	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0,000	0,360	0,721	1,081	1,441	1,802	2,162	2,522	2,883	3,243
1	3,604	3,964	4,324	4,685	5,045	5,405	5,766	6,126	6,486	6,847
2	7,207	7,567	7,928	8,288	8,648	9,009	9,369	9,729	10,09	10,45
3	10,81	11,17	11,53	11,89	12,25	12,61	12,97	13,33	13,69	14,05
4	14,41	14,77	15,13	15,50	15,86	16,22	16,58	16,94	17,30	17,66
5	18,02	18,38	18,74	19,10	19,46	19,82	20,18	20,54	20,90	21,26
6	21,62	21,98	22,34	22,70	23,06	23,42	23,78	24,14	24,50	24,86
7	25,22	25,58	25,95	26,31	26,67	27,03	27,39	27,75	28,11	28,47
8	28,83	29,19	29,55	29,91	30,27	30,63	30,99	31,35	31,71	32,07
9	32,43	32,79	33,15	33,51	33,87	34,23	34,59	34,95	35,31	35,67

Рутил TiO_2 $M=79,90$

Молекулярные количества	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0,000	0,080	0,160	0,240	0,320	0,400	0,479	0,559	0,639	0,719
1	0,799	0,879	0,959	1,039	1,119	1,199	1,278	1,358	1,438	1,518
2	1,598	1,678	1,758	1,838	1,918	1,998	2,077	2,157	2,236	2,317
3	2,397	2,477	2,557	2,637	2,717	2,797	2,876	2,956	3,036	3,116
4	3,196	3,276	3,356	3,436	3,516	3,596	3,675	3,755	3,835	3,915
5	3,995	4,075	4,155	4,235	4,315	4,395	4,474	4,554	4,634	4,714
6	4,794	4,874	4,954	5,034	5,114	5,194	5,273	5,353	5,433	5,513
7	5,593	5,673	5,753	5,833	5,913	5,993	6,072	6,152	6,232	6,312
8	6,392	6,472	6,552	6,632	6,712	6,792	6,871	6,951	7,031	7,111
9	7,191	7,271	7,351	7,431	7,511	7,591	7,670	7,750	7,830	7,910

Сидерит $\text{FeO} \cdot \text{CO}_2$ $M=115,86$

Молекулярные количества	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0,000	0,116	0,232	0,348	0,464	0,579	0,695	0,811	0,927	1,043
1	1,159	1,274	1,390	1,506	1,622	1,738	1,854	1,970	2,085	2,201
2	2,317	2,433	2,549	2,665	2,781	2,897	3,012	3,128	3,244	3,360
3	3,476	3,592	3,706	3,823	3,939	4,055	4,171	4,287	4,403	4,519
4	4,634	4,750	4,866	4,982	5,098	5,214	5,330	5,445	5,561	5,677
5	5,793	5,909	6,025	6,141	6,256	6,372	6,488	6,604	6,720	6,836
6	6,952	7,067	7,183	7,299	7,415	7,531	7,647	7,763	7,878	7,994
7	8,110	8,226	8,342	8,458	8,574	8,690	8,805	8,921	9,037	9,153
8	9,259	9,385	9,501	9,616	9,732	9,848	9,964	10,080	10,20	10,31
9	10,43	10,54	10,66	10,77	10,89	11,01	11,12	11,24	11,35	11,47

Сидерофиллит, $\text{K}_2\text{O} \cdot 6\text{FeO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ $M=1023,83$

Молекулярные количества	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0,000	1,0238	2,048	3,071	4,095	5,119	6,143	7,167	8,191	9,214
1	10,24	11,26	12,29	13,31	14,33	15,35	16,38	17,41	18,43	19,45
2	20,48	21,50	22,52	23,55	24,57	25,60	26,62	27,64	28,67	29,69
3	30,71	31,74	32,76	33,79	34,81	35,83	36,86	37,88	38,91	39,93
4	40,95	41,98	43,00	44,02	45,05	46,07	47,10	48,12	49,14	50,17
5	51,19	52,22	53,24	54,26	55,29	56,31	57,33	58,36	59,38	60,41
6	61,43	62,45	63,48	64,50	65,53	66,55	67,57	68,60	69,62	70,64
7	71,67	72,69	73,72	74,74	75,76	76,79	77,81	78,83	79,86	80,88
8	81,91	82,93	83,95	84,98	86,00	87,03	88,05	89,07	90,10	91,12
9	92,14	93,17	94,19	95,22	96,24	97,26	98,29	99,31	100,34	101,36

Спеллартин $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{MnO} \cdot 3\text{SiO}_2$ $M=495,05$

Молекулярные количества	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0,000	0,495	0,990	1,485	1,980	2,475	2,970	3,465	3,960	4,466
1	4,951	5,446	5,941	6,436	6,931	7,426	7,921	8,416	8,911	9,406
2	9,901	10,40	10,89	11,39	11,88	12,38	12,87	13,37	13,86	14,36
3	14,85	15,35	15,84	16,34	16,83	17,33	17,82	18,32	18,81	19,31
4	19,80	20,30	20,79	21,29	21,78	22,28	22,77	23,27	23,76	24,26
5	24,75	25,25	25,74	26,24	26,73	27,23	27,72	28,22	28,71	29,21
6	29,70	30,20	30,69	31,19	31,68	32,18	32,67	33,17	33,66	34,16
7	34,65	35,15	35,64	36,14	36,63	37,13	37,62	38,12	38,61	39,11
8	39,60	40,10	40,59	41,09	41,58	42,08	42,57	43,07	43,56	44,06
9	44,55	45,05	45,54	46,04	46,53	47,03	47,52	48,02	48,51	49,01

Сфен $\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{TiO}_2$ $M=196,07$

Молекулярные количества	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0,000	0,196	0,392	0,588	0,784	0,980	1,176	1,372	1,569	1,765
1	1,961	2,157	2,353	2,549	2,745	2,941	3,137	3,333	3,529	3,725
2	3,921	4,117	4,314	4,510	4,706	4,902	5,098	5,294	5,490	5,686
3	5,882	6,078	6,274	6,470	6,666	6,863	7,059	7,255	7,451	7,647
4	7,843	8,039	8,235	8,431	8,627	8,823	9,019	9,215	9,411	9,607
5	9,804	10,00	10,20	10,39	10,59	10,78	10,98	11,18	11,37	11,57
6	11,76	11,96	12,16	12,35	12,55	12,74	12,94	13,14	13,33	13,53
7	13,72	13,92	14,12	14,31	14,51	14,71	14,90	15,10	15,29	15,49
8	15,69	15,88	16,08	16,27	16,47	16,67	16,86	17,06	17,25	17,45
9	17,65	17,84	18,04	18,23	18,43	18,63	18,82	19,02	19,21	19,41

Тальк $\text{H}_2\text{O} \cdot 3\text{MgO} \cdot 4\text{SiO}_2$ $M=379,34$

Молекулярные количества	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0,000	0,379	0,759	1,138	1,517	1,897	2,276	2,655	3,035	3,414
1	3,793	4,173	4,552	4,931	5,311	5,690	6,069	6,449	6,828	7,207
2	7,587	7,966	8,345	8,725	9,104	9,484	9,863	10,24	10,62	11,00
3	11,38	11,76	12,14	12,52	12,90	13,28	13,66	14,04	14,41	14,79
4	15,17	15,55	15,93	16,31	16,69	17,07	17,45	17,83	18,21	18,59
5	18,97	19,35	19,73	20,11	20,48	20,86	21,24	21,62	22,00	22,38
6	22,76	23,14	23,52	23,90	24,28	24,66	25,04	25,42	25,80	26,17
7	26,55	26,93	27,31	27,69	28,07	28,45	28,83	29,21	29,59	29,97
8	30,35	30,73	31,11	31,49	31,86	32,24	32,62	33,00	33,38	33,76
9	34,14	34,52	34,90	35,28	35,66	36,04	36,42	36,80	37,18	37,56

Топаз $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{F}_2$ $M=200,05$

Молекулярные количества	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0,000	0,200	0,400	0,600	0,800	1,000	1,200	1,400	1,600	1,800
1	2,001	2,201	2,401	2,601	2,801	3,001	3,201	3,401	3,601	3,801
2	4,001	4,201	4,401	4,601	4,801	5,001	5,201	5,401	5,601	5,801
3	6,002	6,202	6,402	6,602	6,802	7,002	7,202	7,402	7,602	7,802
4	8,002	8,202	8,402	8,602	8,802	9,002	9,202	9,402	9,602	9,802
5	10,00	10,20	10,40	10,60	10,80	11,00	11,20	11,40	11,60	11,80
6	12,00	12,20	12,40	12,60	12,80	13,00	13,20	13,40	13,60	13,80
7	14,00	14,20	14,40	14,60	14,80	15,00	15,20	15,40	15,60	15,80
8	16,00	16,20	16,40	16,60	16,80	17,00	17,20	17,40	17,60	17,80
9	18,00	18,20	18,40	18,60	18,80	19,00	19,20	19,40	19,60	19,80

Тремолит $\text{H}_2\text{O} \cdot 2\text{CaO} \cdot 5\text{MgO} \cdot 8\text{SiO}_2$ $M=812,50$

Молекулярные количества	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0,000	0,8125	1,625	2,438	3,250	4,063	4,875	5,688	6,500	7,313
1	8,125	8,938	9,750	10,56	11,38	12,19	13,00	13,81	14,63	15,44
2	16,25	17,06	17,88	18,69	19,50	20,31	21,13	21,94	22,75	23,56
3	24,38	25,19	26,00	26,81	27,63	28,44	29,25	30,06	30,88	31,69
4	32,50	33,31	34,13	34,94	35,75	36,56	37,38	38,19	39,00	39,81
5	40,63	41,44	42,25	43,06	43,88	44,69	45,50	46,31	47,13	47,94
6	48,75	49,56	50,38	51,19	52,00	52,81	53,63	54,44	55,25	56,06
7	56,88	57,69	58,50	59,31	60,13	60,94	61,75	62,56	63,38	64,19
8	65,00	65,81	66,63	67,44	68,25	69,06	69,86	70,69	71,50	72,31
9	73,13	73,94	74,75	75,56	76,38	77,19	78,00	78,81	79,63	80,44

Фаялит $\text{SiO}_2 \cdot 2\text{FeO}$ $M=203,79$

Молекулярные количества	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0,000	0,204	0,408	0,611	0,815	1,019	1,223	1,427	1,630	1,834
1	2,038	2,242	2,445	2,649	2,853	3,057	3,261	3,464	3,668	3,872
2	4,076	4,280	4,483	4,687	4,891	5,095	5,299	5,502	5,706	5,910
3	6,114	6,317	6,521	6,725	6,929	7,133	7,336	7,540	7,744	7,948
4	8,152	8,355	8,559	8,763	8,967	9,171	9,374	9,578	9,782	9,986
5	10,19	10,39	10,60	10,80	11,00	11,21	11,41	11,62	11,82	12,02
6	12,23	12,43	12,63	12,84	13,04	13,25	13,45	13,65	13,86	14,06
7	14,27	14,47	14,67	14,88	15,08	15,28	15,49	15,69	15,90	16,10
8	16,30	16,51	16,71	16,91	17,12	17,32	17,53	17,73	17,93	18,14
9	18,34	18,54	18,75	18,95	19,16	19,36	19,56	19,77	19,97	20,18

Флогопит $\text{K}_2\text{O} \cdot 6\text{MgO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ $M=834,65$

Молекулярные количества	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0,0000	0,8347	1,669	2,504	3,339	4,173	5,008	5,843	6,677	7,512
1	8,347	9,181	10,02	10,85	11,69	12,52	13,35	14,19	15,02	15,86
2	16,69	17,53	18,36	19,20	20,03	20,87	21,70	22,54	23,37	24,20
3	25,04	25,87	26,71	27,54	28,38	29,21	30,05	30,88	31,72	32,55
4	33,39	34,22	35,06	35,89	36,72	37,56	38,39	39,23	40,06	40,90
5	41,73	42,57	43,40	44,24	45,07	45,91	46,74	47,58	48,41	49,24
6	50,08	50,91	51,75	52,58	53,42	54,25	55,09	55,92	56,76	57,59
7	58,43	59,26	60,09	60,93	61,76	62,60	63,43	64,27	65,10	65,94
8	66,77	67,61	68,44	69,28	70,11	70,95	71,78	72,61	73,45	74,28
9	75,12	75,95	76,79	77,62	78,46	79,29	80,13	80,96	81,80	82,63

Флюорит CaF_2 $M=78,08$

Молекулярные количества	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0,000	0,078	0,156	0,234	0,312	0,390	0,468	0,547	0,625	0,703
1	0,781	0,859	0,937	1,015	1,093	1,171	1,249	1,327	1,405	1,484
2	1,562	1,640	1,718	1,796	1,874	1,952	2,030	2,108	2,186	2,264
3	2,342	2,420	2,499	2,577	2,655	2,733	2,811	2,889	2,967	3,045
4	3,123	3,201	3,279	3,357	3,436	3,514	3,592	3,670	3,758	3,826
5	3,904	3,982	4,060	4,138	4,216	4,294	4,372	4,451	4,527	4,607
6	4,685	4,763	4,841	4,919	4,997	5,075	5,153	5,231	5,309	5,388
7	5,466	5,544	5,622	5,700	5,778	5,856	5,934	6,012	6,090	6,168
8	6,246	6,324	6,403	6,481	6,559	6,637	6,715	6,793	6,871	6,949
9	7,027	7,105	7,183	7,261	7,340	7,418	7,496	7,574	7,652	7,730

Эпидот $\text{H}_2\text{O} \cdot 4\text{CaO} \cdot 1,5\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 1,5\text{F}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$ $M=395,37$

Молекулярные количества	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0,000	0,995	1,991	2,986	3,981	4,977	5,972	6,968	7,963	8,958
1	9,954	10,95	11,94	12,94	13,94	14,93	15,93	16,92	17,92	18,91
2	19,91	20,90	21,90	22,89	23,89	24,88	25,88	26,87	27,87	28,87
3	29,86	30,86	31,85	32,85	33,84	34,84	35,83	36,83	37,82	38,82
4	39,81	40,81	41,81	42,80	43,80	44,79	45,79	46,78	47,78	48,77
5	49,77	50,76	51,76	52,75	53,75	54,75	55,74	56,74	57,73	58,73
6	59,72	60,72	61,71	62,71	63,70	64,70	65,69	66,69	67,69	68,68
7	69,68	70,67	71,67	72,66	73,66	74,65	75,65	76,64	77,64	78,63
8	79,63	80,62	81,62	82,62	83,61	84,61	85,60	86,60	87,59	88,59
9	89,58	90,58	91,57	92,57	93,56	94,56	95,56	96,55	97,55	98,54

Форстерит $\text{SiO}_2 \cdot 2\text{MgO}$ $M=140,73$

Молекулярные количества	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0,000	0,141	0,281	0,422	0,563	0,704	0,844	0,985	1,126	1,267
1	1,407	1,548	1,689	1,829	1,970	2,111	2,252	2,392	2,533	2,674
2	2,815	2,955	3,096	3,237	3,378	3,518	3,659	3,800	3,940	4,081
3	4,222	4,363	4,503	4,644	4,785	4,926	5,066	5,207	5,348	5,488
4	5,629	5,770	5,911	6,051	6,192	6,333	6,474	6,614	6,755	6,896
5	7,037	7,177	7,318	7,459	7,599	7,740	7,881	8,022	8,162	8,303
6	8,444	8,585	8,725	8,866	9,007	9,147	9,288	9,429	9,570	9,710
7	9,851	9,992	10,13	10,27	10,41	10,55	10,70	10,84	10,98	11,12
8	11,26	11,40	11,54	11,68	11,82	11,96	12,10	12,24	12,38	12,52
9	12,67	12,81	12,95	13,09	13,23	13,37	13,51	13,65	13,79	13,93

Шамозит $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 5\text{FeO} \cdot 3\text{SiO}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ $M=713,56$

Молекулярные количества	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0,000	0,714	1,427	2,141	2,854	3,568	4,281	4,995	5,708	6,422
1	7,136	7,849	8,563	9,276	9,990	10,70	11,42	12,13	12,84	13,56
2	14,27	14,98	15,70	16,41	17,13	17,84	18,55	19,27	19,98	20,69
3	21,41	22,12	22,83	23,55	24,26	24,97	25,69	26,40	27,12	27,83
4	28,54	29,26	29,97	30,68	31,40	32,11	32,82	33,54	34,25	34,96
5	35,68	36,39	37,11	37,82	38,53	39,25	39,96	40,67	41,39	42,10
6	42,81	43,53	44,24	44,95	45,67	46,38	47,10	47,81	48,52	49,24
7	49,95	50,66	51,38	52,09	52,80	53,52	54,23	54,94	55,66	56,37
8	57,09	57,80	58,51	59,23	59,94	60,65	61,37	62,08	62,79	63,51
9	64,22	64,93	65,65	66,36	67,08	67,79	68,50	69,22	69,93	70,64

РАСЧЕТНЫЕ ВЕЛИЧИНЫ НЕКОТОРЫХ КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИХ КОНСТАНТ ГЛАВНЕЙШИХ
ПОРДОБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ

№ п. п.	Минерал	3	4	5	Число формульных единиц Z_m
1	2	3	4	5	6
1	Аксинит	$Ca_2(Mn, Fe^{+2})Al_2BO_3[Si_4O_{12}](OH)$	$4Ca_2O \cdot 2MnO \cdot 2Al_2O_3 \cdot B_2O_3 \cdot 8SiO_2 \cdot H_2O$	1138,50	1*
2	Алунит	$KAl_3(SO_4)_2(OH)_6$	$K_2O \cdot 3Al_2O_3 \cdot 4SO_3 \cdot 6H_2O$	828,46	1,5*
3	Амфиболы: Купферрит Гронеерит	$Mg_7Si_4O_{11}_2(OH)_2$ (Fe^{+2}, Mg); $[Si_4O_{11}]_2(OH)_2$	$7MgO \cdot 8SiO_2 \cdot H_2O$ $7FeO \cdot 8SiO_2 \cdot H_2O$	780,98 1001,69	2 2
4	Тремолит Глаукофан	$Ca_2Mg_5[Si_4O_{11}]_2(OH)_2$ $Na_2Mg_3Al_2[Si_4O_{11}]_2(OH)_2$	$2CaO \cdot 5MgO \cdot 8SiO_2 \cdot H_2O$ $Na_2O \cdot MgO \cdot FeO \cdot CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 8SiO_2 \cdot H_2O$	812,50 830,93	2 2
5	Рибекит	$Na_2Fe_2Fe_2[Si_4O_{11}]_2(OH, F)_2$	$Na_2O \cdot 3FeO \cdot Fe_2O_3 \cdot 8SiO_2 \cdot H_2O$	935,97	2
6	Андалузит Дистен Силлиманит	$Al_2O[SiO_4]$ $Al_2O[SiO_4]$ $Al[AlSiO_5]$	$Al_2O_3 \cdot SiO_2$ $Al_2O_3 \cdot SiO_2$ $Al_2O_3 \cdot SiO_2$	167,05 162,05 162,05	4 4 4
7	Антигорит	$Mg_3[Si_2O_5](OH)_4$	$3MgO \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$	277,17	2
8	Апатит	$Ca_9[PO_4]_3(F, Cl, OH)$	$10CaO \cdot 3P_2O_5 \cdot (H_2O)$	1004,67*	1* 2
9	Ашарит Берилл	$Mg[BO_2](OH)$ $Be_3Al_2[Si_6O_{18}]$	$2MgO \cdot B_2O_3 \cdot H_2O$ $3BeO \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$	168,30 537,53	2* 2
9	Биотит: Флогопит Сидерофиллит**	$K(Mg, Fe)_3[AlSi_3O_{10}](F, OH)_2$ $KFe_3[AlSi_3O_{10}](F, OH)_2$	$K_2O \cdot 6MgO \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot 2H_2O$ $K_2O \cdot 6FeO \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot 2H_2O$	834,65 1023,83	2* 2*

Продолжение прилож. 3

№ п. п.	Минерал	7	8	9	10	11	12	Литературный источник
1	2	7	8	9	10	11	12	13
1	Аксинит	567,2	567,2*	3,33	564,2	952,0	0,0105	Deer, Howie, Zassman, 1963 Штрунц, 1962
2	Алунит	731	487,4*	2,82	574,5	1066,88	0,00937	Винчеллд, 1953 Deer, Howie, Zassman 1963
3	Купферрит Гронеерит	871 911,3	435,5 455,7	2,98 3,64	551,1 526,7	941,4 899,8	0,01062 0,01111	Штрунц, 1962 Deer, Howie, Zassman 1963
4	Тремолит Глаукофан	883,5 882,9	441,8 441,5	3,05 3,12	543,3 543,6	928,1 928,7	0,01077 0,01077	Deer, Howie, 1163 То же
5	Рибекит	906,3	453,2	3,43	599,6	904,8— —860,6	0,01105— —0,01162	» » » »
6	Андалузит Дистен Силлиманит	343,2 288,7 324,7	85,8 72,2 81,2	3,14 3,73 3,31	582,7 692,7 616,0	932,4 1108,3 985,5	0,0107 0,00902 0,0102	» » » » » »
7	Антигорит	363,6	181,8	2,53	495,0	989,9	0,01010	Штрунц, 1962
8	Апатит	(514,5* 509,5— 550,2 496,3 672,0	{ 254,8— 275,1 248,15* 336,0	{ 3,24 2,75 2,66	{ 505,3* 510,3— 472,6 241,8 535,9	{ 855,2* 863,4— 763,4 483,6 863,5	{ 0,01169* —0,0116 0,0131 0,0207 0,0116	Deer, Howie, Zassman, 1963 Штрунц, 1962 Deer, Howie, Zassman, 1963
9	Ашарит Берилл	993,5	496,8*	2,79	483,1	805,2— —885,7	0,01242— —0,01129	Штрунц, 1962
9	Биотит: Флогопит Сидерофиллит**	984,0	492,0*	3,45	487,8	894,3	0,01118*	То же

№ п. л.	Минерал	Кристаллохимическая формула	Формула минерала в окисной форме	Молекулярный вес (для формул в виде окислов) M_m	Число формульных единиц $\frac{z_0}{m}$
1	2	3	4	5	6
10	Гидробиотит	$K(Mg, Fe)_3(OH)_2(Al, Fe)Si_3O_{10} \cdot nH_2O$	$0,5K_2O \cdot nH_2O \cdot 3(Mg, Fe)_2O \cdot 2Al_2O_3 \cdot x \times 6SiO_2 \cdot 2H_2O$	834,89	2
11	Брусит Везувиан	$Ca_{10}(Mg, Fe^{+2})_2Al_4[Si_3O_7]_2[SiO_4]_6 \times (F, OH)_4$	$10CaO \cdot MgO \cdot FeO \cdot 2Al_2O_3 \cdot 9SiO_2 \cdot 2H_2O$	58,34 1453,73	1 4
12	Волластонит	$\alpha Ca[SiO_3]$	CaO · SiO ₂	116,17	6
13	Гельвин	$(Mn, Fe^{+2}, Zn)_8[BeSiO_4]_6S_2$	6MnO · 6BeO · 6SiO ₂ · 2MnS	1110,26	1
14	Гематит	$\alpha - Fe_2O_3$	Fe ₂ O ₃	159,70	2
15	Гранат:	$Fe^{+2} Al_2[SiO_4]_3$	3FeO · Al ₂ O ₃ · 3SiO ₂	497,78	8
	Альмандин	$Ca_3(Fe^{+3}, Ti)_2[SiO_4]_3$	3CaO · Fe ₂ O ₃ · 3SiO ₂	508,21	8
	Андрадит	$Ca_3Al_2[SiO_4]_3$	3CaO · Al ₂ O ₃ · 3SiO ₂	450,47	8
	Гроссуляр	$Mg_3Al_2[SiO_4]_3$	3MgO · Al ₂ O ₃ · 3SiO ₂	403,19	8
	Пиrop	$Mn_3Al_2[SiO_4]_3$	3MnO · Al ₂ O ₃ · 3SiO ₂	495,05	8
	Спелсартин	$Ca_3Cr_2[SiO_4]_3$	3CaO · Cr ₂ O ₃ · 3SiO ₂	500,53	8
	Уваровит	$Ca[B_2Si_2O_8]$	CaO · B ₂ O ₃ · 2SiO ₂	245,90	4
16	Данбурит	$CaB[SiO_4](OH)$	2CaO · B ₂ O ₃ · 2SiO ₂ · H ₂ O	320,00	2*
17	Датолит	$Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$	Al ₂ O ₃ · 2SiO ₂ · 2H ₂ O	258,14	4*
18	Каолинит	$Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$	Al ₂ O ₃ · 2SiO ₂ · 2N ₂ O	258,17	4*
19	Калиевые полевые шпаты: Ортоклаз (адуляр) Микроклин	$K[AlSi_3O_8]$ $K[AlSi_3O_8]$	$K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$ $K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$	556,70 556,70	2* 2*

№ п. л.	Минерал	Объем элементарной ячейки $V_m, \text{Å}^3$	Объем формульной единицы $V_m, \text{Å}^3$	Рентгеновская плотность (для формул в виде окислов) γ'	Количество анионов в объеме $10\,000 \text{ Å}^3$ минерала $\sum N_m$	Общее количество атомов минерала $\sum N_m$	$\frac{Q_m}{\sum n_i m}$	Литературный источник
1	2	7	8	9	10	11	12	13
10	Гидробиотит	1090,0	545,0	2,54	449,5	816,5	0,01225	Михеев, 1957
	Брусит	40,6	40,6	3,38	492,2	1230,4	0,00812	Deer, Howie, Zassman, 1963
11	Везувиан	2871,6	717,9	3,36	529,3	877,5—	0,0114—	То же
	Волластонит	399,4	66,6	2,90	450,6	933,3	0,0107	»
	Гельвин	553,4	553,4	3,33	409,8	751,1	0,01331	»
	Гематит	100,7	50,3	5,27	596,0	831,2	0,0120	»
	Гранат:					993,3	0,01007	»
	Альмандин	1531,2	191,4	4,32	626,9	1044,9	0,0096	»
	Андрадит	1748,8	218,6	3,86	548,9	914,9	0,0109	»
	Гроссуляр	1664,4	228,1	3,59	576,7	961,3	0,0104	»
	Пиrop	1504,7	188,1	3,56	638,0	1063,4	0,0094	»
	Спелсартин	1569,4	196,2	4,19	606,3	1010,5	0,0098	»
	Уваровит	1728,0	216,0	3,85	555,5	925,9	0,0108	»
	Данбурит	545,1	136,3	2,99	587,1	954,0	0,0105	»
	Датолит	353,9	176,9*	3,01	565,2	1017,3	0,00383	Штрунц, 1962
16	Каолинит	659,2	164,8*	2,60	546,1	1031,6	0,00975	Deer, Howie, Zassman, 1963
	Диккит	660,0	165,0*	2,60	545,5	1030,3	0,00971	Михеев, 1957
19	Калиевые полевые шпаты; Ортоклаз (адуляр) Микроклин	734	367,0*	2,52	436,0	708,4	0,01412	Deer, Howie, Zassman, 1963
		721,3	360,6*	2,56	443,6	721,0	0,01387	Михеев, 1957
								Штрунц, 1962

№ п. п.	Минерал	Кристаллохимическая формула	Формула минерала в окисной форме	Молекулярный вес (для формул в виде окислов) M_m	Число формульных единиц z_m
1	2	3	4	5	6
20	Карбонаты: Кальцит Магнезит	$Ca[CO_3]$ $Mg[CO_3]$	$CaO \cdot CO_2$ $MgO \cdot CO_2$	100,09 84,33	2 2
21	Родохрозит	$Mn[CO_3]$	$MnO \cdot CO_2$	114,95	2
22	Сидерит	$Fe^{+2}[CO_3]$	$FeO \cdot CO_2$	115,86	2
22	Смитсонит	$Zn[CO_3]$	$ZnO \cdot CO_2$	125,39	4
22	Кварц	$\alpha - SiO_2$	SiO_2	60,09	3
22	Корунд	$\alpha - Al_2O_3$	Al_2O_3	101,9	2
23	Лейцит	$K_2(Li, Al)_5-6[Si_6-7Al_{2-1}O_{20}] (OH, F)_4$	$K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 4SiO_2$ $K_2O \cdot 2Li_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 8SiO_2 \cdot 2H_2O$	436,52 772,67	8* 1
24	Лепидолит	$Fe^{+2}Fe^{+3}O_4$	$Fe_2O_3 \cdot FeO$	231,55	8
25	Магнетит	$Na_{0,33}(Al_{1,67}Mg_{0,33})[Si_2O_6](OH)_2(H_2O)_4$	$Na_2O \cdot 2MgO \cdot 5Al_2O_3 \cdot 24SiO_2 \cdot 30H_2O$	2635,18	0,3*
26	Монтмориллонит	$Na_{0,33}Fe^{+2}[Al_{10,33}Si_{13,67}O_{40}](OH)_2(H_2O)_4$	$Na_2O \cdot 6Fe_2O_3 \cdot Al_2O_3 \cdot 22SiO_2 \cdot 30H_2O$	2984,72	0,3*
27	Нонтронит	$KAl_2[AlSi_3O_{10}] (OH, F)_2$	$K_2O \cdot 3Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot 2H_2O$	796,65	2*
27	Мусковит:	$(K, H_3O)Al_2[AlSi_3O_{10}] (OH, H_3O)_2$	$0,5 \cdot K_2O \cdot 3Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot 2H_2O \cdot H_3O$	768,57	2*
	Гидромусковит (и серицит)	$K_1-1,5Al_4[Al_1-1,5Si_{7-6,5}O_{20}] (OH)_4$	$K_2O \cdot 5Al_2O_3 \cdot 14SiO_2 \cdot 4H_2O$	1096,71	0,5*
	Иллит	$NaAl_2[AlSi_3O_{10}] (OH)_4$	$Na_2O \cdot 3Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot 4H_2O$	764,43	1*
	Парагонит				

№ п. п.	Минерал	Объем элементарной ячейки $V_m, \text{Å}^3$	Объем формульной единицы $V_m, \text{Å}^3$	Рентгеновская плотность (для формул в виде окислов) γ'	Количество анионов в объеме $\cdot 10\ 000 \text{Å}^3$ минерала $\sum N_m^a$	Общее количество атомов в $10\ 000 \text{Å}^3$ минерала $\sum N_m$	$\frac{Q_m}{\sum p_m^i}$	Литературный источник
1	2	7	8	9	10	11	12	13
20	Карбонаты: Кальцит Магнезит	122,4 93,0	61,2 46,5	2,71 3,01	490,4 645,2	817,3 1075,4	0,01224 0,00930	Deer, Howie, Zassman, 1963 То же » » » »
21	Родохрозит	103,4	51,7	3,69	580,0	966,7	0,01034	Штрунц, 1962
21	Сидерит	96,9	48,4	3,97	619,4	1032,4	0,00969	Михеев, 1957
21	Смитсонит	183,1	45,8	4,55	655,4	1092,4	0,00915	Deer, Howie, Zassman, 1963
22	Кварц	112,4	37,5	2,66	533,4	800,0	0,01250	Михеев, 1957
22	Корунд	85,0	42,5	3,98	705,9	1176,4	0,00850	Deer, Howie, Zassman, 1963
23	Лейцит	235,1	294,4*	2,46	407,6	679,4	0,0147	То же
24	Лепидолит	489,8	489,8	2,62	490,0	898,3* 796,2— 918,7	$\left\{ \begin{array}{l} 0,01113^* \\ 0,01256- \\ 0,01088 \end{array} \right.$	» » » »
25	Магнетит	591,9	74,0	5,20	540,7	946,2	0,0106	Штрунц, 1962
26	Монтмориллонит	702,5	2107,5*	2,08	455,5	911,0	0,01098	
26	Нонтронит	751,8	2255,4*	2,20	425,7	851,3	0,01175	
27	Мусковит:	937,8	468,9*	2,82	511,8	895,7— 810,4	0,01116— 0,01234	То же Deer, Howie, Zassman, 1963
	Гидромусковит (и серицит)	946,0	473,0*	2,69	518,0*	940,8*	0,01063*	Михеев, 1957
	Иллит	465,7	931,4*	1,95	515,4*	880,4*	0,01136*	Deer, Howie, Zassman, 1963
	Парагонит	862,8	862,8	2,95	556,4	973,6	0,01027	То же Deer, Howie, Zassman, 1963

№ п. п.	Минерал	Кристаллохимическая формула	Формула минерала в окисной форме	Молекулярный вес (для формул в виде окислов) M_n	Число формульных единиц z_n
28	Нефелин	$\text{KNa}_3[\text{AlSiO}_4]_4$	$\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$	284,12	4*
29	Оливин: Фаялит	$\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]$	$2\text{FeO} \cdot \text{SiO}_2$	203,79	4
30	Форстерит	$\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$	$2\text{MgO} \cdot \text{SiO}_2$	140,73	4
31	Пирит Пироксены: Авгит	$\text{Fe}[\text{Si}_2]$ (Ca, Mg, Fe ⁺² , Fe ⁺³ , Ti, Al) ₂ × × [(Si, Al) ₂ O ₆] CaMg[Si ₂ O ₆] CaFe ⁺² [Si ₂ O ₆] (Fe, Mg) ₂ [Si ₂ O ₆] LiAl[Si ₂ O ₆]	$\text{CaO} \cdot 0,7\text{MgO} \cdot 0,3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 1,75\text{SiO}_2$	119,99	4
	Диопсид			217,05	4
	Геденбергит			216,58	4
	Гиперстен			248,11	4
	Спудумен			232,35	8
	Энстатит			372,20	2*
	Эгирин			200,82	8*
32	Пиррофиллит	$\text{Mg}[\text{SiO}_3]$	$2\text{MgO} \cdot 2\text{SiO}_2$	462,04	2*
33	Плагиоклазы: Альбит Анортит	$\text{NaFe}^{+3}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ $\text{Al}[\text{Si}_2\text{O}_6] (\text{OH})$	$\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2$ $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$	360,34	4*
34	Рутил	$\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ TiO_2	$\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$ $\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$ TiO_2	524,48	2*
	Сванбергит	$\text{SrAl}_3[\text{SO}_4] [\text{PO}_4] [\text{OH}]_6$	$2\text{SiO} \cdot 3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 2\text{SO}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	278,22	8
				79,50	2
				923,32	1,5*

№ п. п.	Минерал	Объем элементарной ячейки $V_0, \text{Å}^3$	Объем формульной единицы $V_m, \text{Å}^3$	Рентгеновая плотность (для формул в виде окислов) ρ_r	Количество анионов в объеме $10\,000 \text{ Å}^3$ минерала $\sum N^i$	Общее количество атомов в $10\,000 \text{ Å}^3$ минерала $\sum N^i$	$\frac{Q_n}{\sum n^i}$	Литературный источник
1	2							
28	Нефелин	730,0	182,5*	2,5)	438,4	767,1	0,01304	Михеев, 1957
29	Оливин: Фаялит	308,1	77,0	4,40	510,3	906,8	0,0110	Deer, Howie, Zassman, 1963
30	Форстерит	270,0	72,5	3,22	551,7	965,5	0,0104	То же
31	Пироксены: Авгит	159,0	39,7	5,02	503,3	754,9	0,0132	» »
	Диопсид	447,3	111,8	3,23	536,6	894,3	0,01118	» »
	Геденбергит	437,9	109,5	3,28	548,1	913,5	0,01095	» »
	Гиперстен	452,8	113,2	3,64	530,0	883,4	0,01132	» »
	Спудумен	843,9	105,5	3,66	568,8	948,0	0,0106	Deer, Howie, Zassman, 1963
	Энстатит	387,4	193,7*	3,19	619,5	1032,4	0,00969	То же
	Эгирин	832,2	104,0*	3,20	576,8	961,3	0,0104	» »
32	Пиррофиллит	428,2	214,1*	3,58	560,5	934,2	0,01070	» »
33	Плагиоклазы: Альбит Анортит	843,2	210,8*	2,84	559,2	948,7	0,01054	» »
	Рутил	664,1	332,1*	2,62	481,8	783,0	0,01277	Штрунц, 1962
34	Сванбергит	1338,9	167,4	2,76	478,0	776,8	0,01287	То же
		62,4	31,2	4,26	641,4	962,1	0,0104	Deer, Howie, Zassman, 1963
35		704	467,0*	3,27	597,0	1108,7*	0,00902	Михеев, 1957

№ п. п.	Минерал	Кристаллохимическая формула	Формула минерала в окисной форме	Молекулярный вес (для формул в виде окислов) M_m	Число формульных единиц z_m
1	2	3	4	5	6
36	Скаполит: Мариазит Мейонит Сфен	$Na_8[Al_{15}O_{36}]_8(Cl_2, SO_4CO_3)$ $Ca_4[Al_2Si_2O_8]_3(Cl_2, SO_4CO_3)_2$ $CaTi[SiO_4](O, OH, F)$	$4Na_2O \cdot 3Al_2O_3 \cdot 18SiO_2 \cdot 2NaCl$ $3CaO \cdot 3Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot CaO \cdot CO_2$ $CaO \cdot SiO_2 \cdot TiO_2$	1690,34 934,75 196,07	1* 2* 4
38	Тальк	$Mg_3[Si_2O_5]_2(OH)_2$	$3MgO \cdot 4SiO_2 \cdot H_2O$	379,34	4*
39	Топаз	$Al_2[SiO_4](F, OH)_2$	$Al_2O_3 \cdot SiO_2 \cdot F_2$	200,05	4
40	Флюорит	CaF_2	CaF_2	78,08	4
41	Хлориты: Амезит	$(Mg_{3,2}Fe_{0,8}^{+2})Al_2[Al_2Si_2O_{10}](OH)_8$	$2MgO \cdot 2FeO \cdot 2Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 4H_2O$	620,50	2
	Пеннин	$Mg_2(Mg, Al)_3[Al_{0,5-0,9}Si_{3,5-3,1} \times (OH)_8]$	$3MgO \cdot 2FeO \cdot Al_2O_3 \cdot 3SiO_2 \cdot 4H_2O$	618,95	4
	Шамозит	$(Fe^{+2}, Mg)_3[Fe^{+2}, Fe^{+3}, Al \dots]_2 \times [AlSi_3O_{10}](OH)_8$	$5FeO \cdot Al_2O_3 \cdot 3SiO_2 \cdot 4H_2O$	641,69	2
42	Шеелит	$Ca[WO_4]$	$CaO \cdot WO_3$	287,94	4
43	Шпинель	$MgAl_2O_4$	$Al_2O_3 \cdot MgO$	142,28	8
44	Цонзигт: Эпидот	$Ca_2Al_3[Si_2O_7][Si_2O_7](OH)$ $Ca_2(Fe^{+2}, Al)_3[Si_2O_7][Si_2O_7](OH)$	$4CaO \cdot 3Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot H_2O$ $4CaO \cdot 1,5Al_2O_3 \cdot 1,5Fe_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot H_2O$	908,76 995,37	2* 1*

№ п. п.	Минерал	Объем элементарной ячейки V^0 , Å ³	Объем формульной единицы V_m , Å ³ *	Рентгеновская плотность (для формул в виде окислов) γ'	Количество анионов в объеме 10 000 Å ³ минерала $\sum N_m^i$	Общее количество атомов в 10 000 Å ³ минерала $\sum N_m^i$	$\frac{Q_m}{\sum n^i m}$	Литературный источник
1	2	7	8	9	10	11	12	13
36	Скаполит: Мариазит Мейонит Сфен	1130,0* 1159,8* 369,6	1130,0* 579,9* 92,4	2,49 2,68 3,52	442,5* 465,6* 541,1	725,7* 738,8* 865,9	0,01378* 0,01318* 0,01155	Михеев, 1957 То же Deer, Howie, Zassman, 1963
38	Тальк	898,5	224,6*	2,81	534,2	934,9	0,01070	То же
39	Топаз	343,5	85,9	3,86	698,7	1048,1-1281,0	0,0095-0,0078	»
40	Флюорит	163,0	40,8	3,18	490,7	736,0	0,0136	»
41	Хлориты: Амезит	683,7	341,8	3,02	526,6	1053,1	0,00950	Deer, Howie, Zassman, 1963:
	Пеннин	1399,7	349,9	2,94	514,4	1028,8	0,00972	Штрунц, 1962
	Шамозит	709,1	354,6	3,01	507,1	1015,3	0,00984	Штрунц, 1962 Штрунц, 1962; Deer, Howie, Zassman, 1963
42	Шеелит	314,2	78,6	6,08	509,2	763,8	0,0131	Штрунц, 1962
43	Шпинель	532,0	66,5	3,55	601,5	1052,6	0,0095	Deer, Howie, Zassman, 1963
44	Цонзигт: Эпидот	886,4 457,7	443,2 457,7*	3,40 3,61	586,6 568,1	992,7 961,4	0,0101 0,01040	Deer, Howie, Zassman, 1963 То же »

* Только для формулы в виде окислов,

** Рассчитан по параметрам железистого биотита.

ОБЪЕМНЫЕ И ВЕСОВЫЕ СООТНОШЕНИЯ В НЕКОТОРЫХ РЕАКЦИЯХ МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО ЗАМЕЩЕНИЯ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ

В приложении 4 приведено 62 таблицы, каждая из которых отвечает одной реакции метасоматического замещения. Реакции метасоматического замещения отражают лишь соотношения твердых фаз исходных и конечных продуктов, но не форму привноса-выноса компонентов.

Таблицы содержат расчет соотношений исходных и конечных продуктов в объемных и весовых процентах, составленный на основании данных кристаллохимических констант приложения 3. Сумма объемных процентов конечных продуктов (включая дефект объема) всегда равна 100%, а сумма весовых процентов в объеме замещаемого минерала не равна 100%, в силу условия:

$$\psi_1 + \psi_2 + \dots + \psi_n \pm \Delta\psi = 100\%;$$

$$\psi_1 \cdot \frac{\gamma_1}{\gamma_i} + \psi_2 \cdot \frac{\gamma_2}{\gamma_i} + \dots + \psi_n \cdot \frac{\gamma_n}{\gamma_i} \pm \Delta\psi \cdot \frac{\gamma_\Delta}{\gamma_i} \neq 100\%,$$

где $\psi_1, \psi_2, \dots, \psi_n$ — объемные проценты новообразованных (заместивших) минералов;

$\Delta\psi$ — дефект объема;

γ_i — плотность исходного минерала;

$\gamma_1, \gamma_2, \dots, \gamma_n$ — плотности новообразованных минералов;

γ_Δ — плотность компенсирующего минерала.

В таблицах дефект объема рассматривается либо как недостаток объема новообразованных твердых фаз (со знаком +), либо как недостаток объема исходного минерала, т.е. избыток объема новообразованных продуктов (со знаком —). В качестве инертного компонента везде принят Al_2O_3 , а в ряде реакций (табл. 1—3) также Fe, Mn, Ca.

Весовые проценты везде рассчитаны при условии компенсации дефектов объема (положительных и отрицательных) кварцем. Вследствие этого кварц выступает в качестве освобожденного (компенсирующего или вынесенного), осажденного, вытесненного (первичного).

В последней колонке таблиц приведен баланс массы как разность массы конечных продуктов в объеме и массы исходного минерала. Ее отрицательная величина соответствует дефекту массы, а положительная — избытку.

Пример. Известен минеральный (в объемн. %) состав исходного гранита: ортоклаза 30%, кварца 30%, плагиоклаза (условно альбит) 30%, биотита 10%.

Найти теоретический состав кварц-каолинитового аргиллизита, рассчитать баланс кремнезема.

Расчеты: 1. По ортоклазу согласно табл. 61 имеем:

каолинита (30·44,9) : 100 = 13,5%

кварца

освобожденного (30·40,9) : 100 = 12,3%

осажденного (заполняющего дефект объема) (30·14,2) : 100 = 4,2%.

2. По плагиоклазу (условно альбит) из табл. 51 имеем:

каолинита (30·49,4) : 100 = 14,8%.

кварца

освобожденного (30·45,2) : 100 = 13,6%

осажденного (заполняющего дефект объема) (30·5,4) : 100 = 1,6%.

3. По биотиту согласно табл. 20 имеем:

каолинита (10·33,3) : 100 = 3,3%

кварца

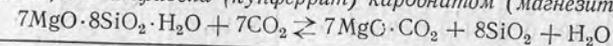
освобожденного (10·30,3) : 100 = 3,0%

осажденного (заполняющего дефект объема) (10·36,4) : 100 = 3,7%.

Теоретический состав метасоматита: каолинит 31,6%; кварц 68,4% (30% первичный, 28,9% освобожденный, 9,5% осажденный — привнесенный).

Таблица 1

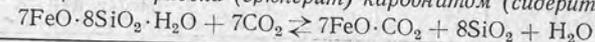
Замещение амфибола (купферрит) карбонатом (магнезит)*



	Купферрит	Магнезит	Кварц освобожденный		Дефект массы
			остающийся	избыточный	
Объемные %	100,0	74,7	25,3	43,6	—2,0
Весовые %	100,0	75,4	22,6	38,9 (в % к купферриту)	

Таблица 2

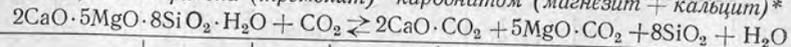
Замещение амфибола (грюнерит) карбонатом (сидерит)*



	Грюнерит	Сидерит	Кварц освобожденный		Дефект массы
			остающийся	избыточный	
Объемные %	100,0	74,4	25,6	40,2	—0,2
Весовые %	100,0	81,0	18,7	29,4 (в % к грюнериту)	

Таблица 3

Замещение амфибола (тремолит) карбонатом (магнезит + кальцит)*

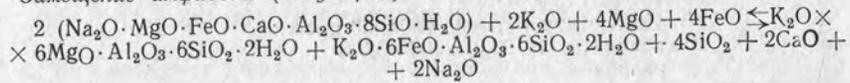


	Тремолит	Кальцит	Магнезит	Кварц освобожденный		Дефект массы
				компенсирующий	избыточный	
Объемные %	100,0	27,7	52,6	19,7	48,2	—6,3
Весовые %	100,0	24,6	51,9	17,2	42,0 (в % к тремолиту)	

* При условии инертности Mg, Fe, Ca.

Таблица 4

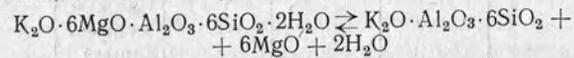
Замещение амфибола (глаукофан) биотитом (сидерофиллит+флогопит) *



	Глаукофан	Сидерофиллит	Флогопит	Избыток объема	Кварц выгес- ненный (пер- вичный)	Кварц освобожденный		Избыток мас- сы
						компенси- рующей	избыточ- ный	
Объемные %	100,0	55,7	56,2	12,0	—	—	17,0	—
Весовые %	100,0	61,6	50,3	—	-10,2	—	—	+1,7

Таблица 5

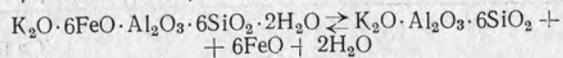
Замещение биотита (флогопит) калишпатом (ортоклаз)



	Флогопит	Ортоклаз	Дефект объема	Кварц осажден- ный (при- внесенный)	Дефект массы
Объемные %	100,0	73,9	22,1	—	—
Весовые %	100,0	66,7	—	21,0	-12,3

Таблица 6

Замещение биотита (сидерофиллит) калишпатом (ортоклаз)

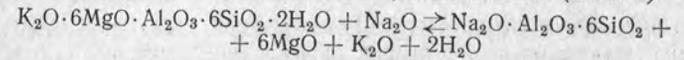


	Сидеро- филлит	Ортоклаз	Дефект объема	Кварц осажден- ный	Дефект массы
Объемные %	100,0	74,6	25,4	—	—
Весовые %	100,0	54,5	—	19,6	-25,9

* В предположении компенсации избыточного объема путем вытеснения первичного кварца.

Таблица 7

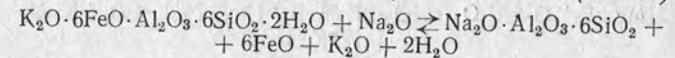
Замещение биотита (флогопит) плагиоклазом (альбит)



	Флогопит	Альбит	Дефект объема	Кварц осажден- ный (при- внесенный)	Дефект массы
Объемные %	100,0	66,8	33,2	—	—
Весовые %	100,0	62,7	—	31,6	-5,7

Таблица 8

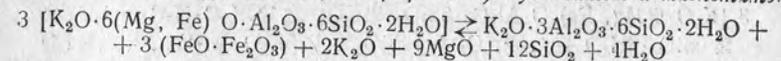
Замещение биотита (сидерофиллит) плагиоклазом (альбит)



	Сидеро- филлит	Альбит	Дефект объема	Кварц осажден- ный	Дефект массы
Объемные %	100,0	67,5	32,5	—	—
Весовые %	100,0	51,2	—	25,0	-23,8

Таблица 9

Замещение биотита (флогопит + сидерофиллит) мусковитом и магнетитом



	Биотит	Мусковит	Магнетит	Кварц освобо- жденный	Дефект объема	Кварц осажден- ный	Дефект массы
Объемные %	100,0	31,6	15,0	30,3	23,1	—	—
Весовые %	100,0	28,6	25,0	25,8	—	19,7	-0,9

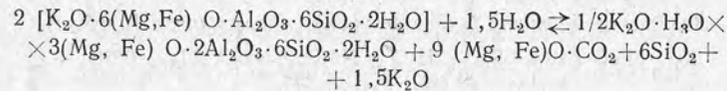
Таблица 10

Замещение биотита (сидерофиллит + флогопит) серицитом и пиритом
 $3 [K_2O \cdot 6(Mg, Fe) O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot 2H_2O] + 9S_2 \rightleftharpoons 1/2 K_2O \cdot H_3O \cdot 3Al_2O_3 \times$
 $\times 6SiO_2 \cdot 2H_2O + 9FeS_2 + 2,5K_2O + 9MgO + 12SiO_2 + 2,5H_2O + 9,5O$

	Биотит	Серицит	Пирит	Кварц освобожденный	Дефект объема	Кварц осажденный	Избыток массы
Объемные %	100,0	31,9	24,1	30,3	13,7	—	—
Весовые %	100,0	27,5	38,9	25,8	—	11,7	+3,9

Таблица 11

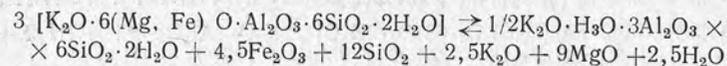
Замещение биотита (сидерофиллит + флогопит) гидробиотитом и карбонатом (сидерит + магнезит)



	Биотит	Гидробиотит	Карбонат	Кварц освобожденный		Дефект массы
				компенсирующий	вытесненный	
Объемные %	100,0	54,7	43,4	1,9	20,9	—
Весовые %	100,0	44,5	48,6	1,6	17,8	-5,3

Таблица 12

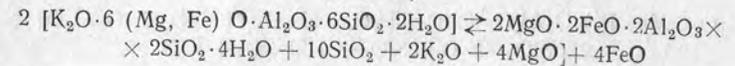
Замещение биотита (сидерофиллит + флогопит) гидромусковитом и гематитом



	Биотит	Гидромусковит	Гематит	Кварц освобожденный	Дефект объема	Кварц осажденный	Дефект массы
Объемные %	100,9	31,9	15,2	30,3	22,6	—	—
Весовые %	100,0	27,5	25,7	25,8	—	19,3	-1,7

Таблица 13

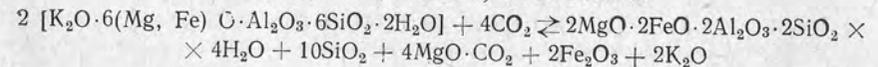
Замещение биотита (сидерофиллит + флогопит) хлоритом (амезит)



	Биотит	Амезит	Кварц освобожденный	Дефект объема	Кварц освобожденный	Дефект массы
Объемные %	100,0	34,5	38,9	26,6	—	—
Весовые %	100,0	33,4	33,2	—	22,7	-10,7

Таблица 14

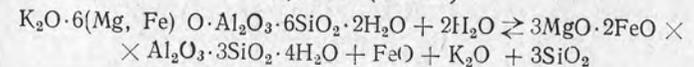
Замещение биотита (сидерофиллит + флогопит) хлоритом (амезит), карбонатом (магнезит) и гематитом



	Биотит	Амезит	Магнезит	Гематит	Кварц освобожденный		Дефект массы
					компенсирующий	вынесенный	
Объемные %	100,0	34,5	18,8	10,2	36,5	2,4	—
Весовые %	100,0	33,4	18,1	17,2	31,1	2,0	-0,2

Таблица 15

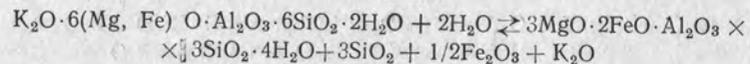
Замещение биотита (сидерофиллит + флогопит) хлоритом (пеннин)



	Биотит	Пеннин	Кварц освобожденный	Дефект объема	Кварц осажденный	Дефект массы
Объемные %	100,0	70,8	22,8	6,4	—	—
Весовые %	100,0	66,6	19,5	—	5,4	-8,5

Таблица 16

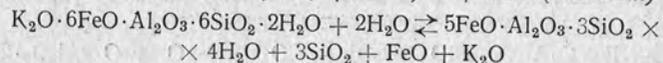
Замещение биотита (сидерофиллит + флогопит) хлоритом (пеннин) и гематитом



	Биотит	Пеннин	Гематит	Кварц освобожденный	Дефект объема	Кварц осажденный	Дефект массы
Объемные %	100,0	70,8	5,1	22,8	1,3	—	—
Весовые %	100,0	66,6	8,7	19,5	—	1,1	-4,1

Таблица 17

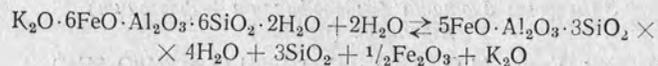
Замещение биотита (сидерофиллит) хлоритом (шамозит)



	Сидерофиллит	Шамозит	Кварц освобожденный	Дефект объема	Кварц осажденный	Дефект массы
Объемные %	100,0	72,0	22,9	5,1	—	—
Весовые %	100,0	69,7	17,6	—	3,9	-18,8

Таблица 18

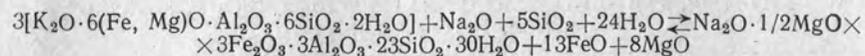
Замещение биотита (сидерофиллит) хлоритом (шамозит) и гематитом



	Сидерофиллит	Шамозит	Гематит	Кварц освобожденный		Дефект массы
				компенсирующий	вынесенный	
Объемные %	100,0	72,0	5,1	22,9	5,1	—
Весовые %	100,0	69,7	7,8	17,6	3,9	-4,9

Таблица 19

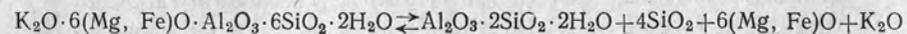
Замещение биотита (сидерофиллит + флогопит) монтмориллонитом и нонтронитом



	Биотит	Монтмориллонит + нонтронит	Дефект объема	Кварц вынесенный (первичный)	Дефект массы
Объемные %	100,0	147,1	-47,1	—	—
Весовые %	100,0	100,8	—	-40,1	-39,3

Таблица 20

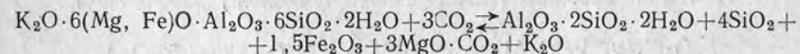
Замещение биотита (сидерофиллит + флогопит) каолинитом



	Биотит	Каолинит	Кварц освобожденный	Дефект объема	Кварц осажденный	Дефект массы
Объемные %	100,0	33,3	30,3	36,4	—	—
Весовые %	100,0	27,8	25,8	—	31,0	-15,4

Таблица 21

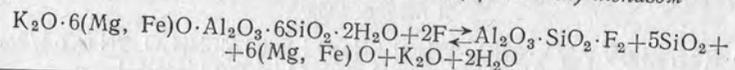
Замещение биотита (сидерофиллит + флогопит) каолинитом, карбонатом (магнезит) и гематитом



	Биотит	Каолинит	Гематит	Магнезит	Кварц освобожденный		
					компенсирующий	вынесенный	дефект массы
Объемные %	100,0	33,3	15,3	28,2	23,2	7,1	—
Весовые %	100,0	27,8	25,8	27,2	19,8	6,0	-0,5

Таблица 22

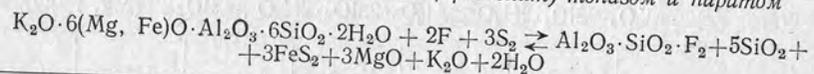
Замещение биотита (сидерофиллит+флогопит) топазом



	Биотит	Топаз	Кварц освобожденный	Дефект объема	Кварц осажденный	Дефект массы
Объемные %	100,0	17,3	37,9	44,8	—	—
Весовые %	100,0	21,4	32,3	—	38,1	-8,2
Весовые % без компенсации	100,0	39,8	60,2	—	—	—

Таблица 23

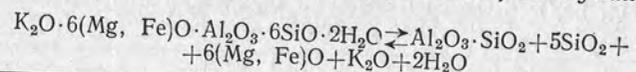
Замещение биотита (сидерофиллит+флогопит) топазом и пиритом



	Биотит	Топаз	Пирит	Кварц освобожденный	Дефект объема	Кварц осажденный	Избыток массы
Объемные %	100,0	17,3	27,1	37,9	17,7	—	—
Весовые %	100,0	21,4	43,6	32,3	—	15,1	+12,4

Таблица 24

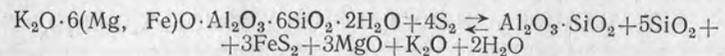
Замещение биотита (сидерофиллит+флогопит) андалузитом



	Биотит	Андалузит	Кварц освобожденный	Дефект объема	Кварц осажденный	Дефект массы
Объемные %	100,0	17,3	37,9	44,8	—	—
Весовые %	100,0	17,5	32,3	—	38,1	-12,1

Таблица 25

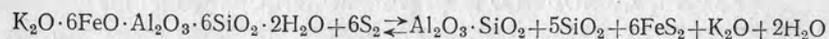
Замещение биотита (сидерофиллит+флогопит) андалузитом и пиритом



	Биотит	Андалузит	Пирит	Кварц освобожденный	Дефект объема	Кварц осажденный	Избыток массы
Объемные %	100,0	17,3	27,1	37,9	17,7	—	—
Весовые %	100,0	17,5	43,6	32,3	—	15,1	+8,1

Таблица 26

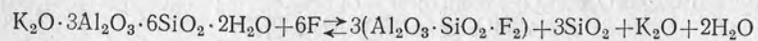
Замещение биотита (сидерофиллит) андалузитом и пиритом



	Сидерофиллит	Андалузит	Пирит	Кварц освобожденный	Дефект объема	Кварц осажденный	Избыток массы
Объемные %	100,0	17,4	40,6	38,1	3,9	—	—
Весовые %	100,0	15,9	59,2	29,5	—	3,0	+7,6

Таблица 27

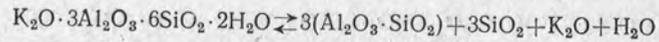
Замещение мусковита топазом



	Мусковит	Топаз	Кварц освобожденный	Дефект объема	Кварц осажденный	Избыток массы
Объемные %	100,0	55,0	24,0	21,0	—	—
Весовые %	100,0	75,3	22,6	—	19,8	+17,7
Весовые % без компенсации	100,0	76,9	23,1	—	—	—

Таблица 28

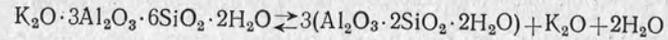
Замещение мусковита андалузитом



	Мусковит	Андалузит	Кварц освобожденный	Дефект объема	Кварц осажденный	Избыток массы
Объемные %	100,0	55,0	24,0	21,0	—	—
Весовые %	100,0	61,2	22,6	—	19,8	+3,6

Таблица 29

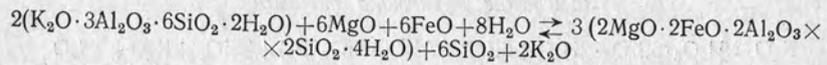
Замещение гидромусковита каолинитом



	Гидромусковит	Каолинит	Дефект объема	Кварц вытесненный (первичный)	Дефект массы
Объемные %	100,0	104,6	-4,6	—	—
Весовые %	100,0	101,1	—	-4,3	-3,2

Таблица 30

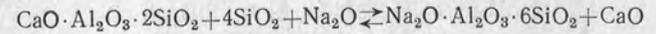
Замещение мусковита хлоритом (амезит)



	Мусковит	Амезит	Кварц освобожденный (вытесненный)	Дефект объема	Кварц вытесненный (первичный)	Избыток массы
Объемные %	100,0	109,5	24,0	-9,5	—	—
Весовые %	100,0	117,1	22,6	—	-9,0	+8,1

Таблица 31

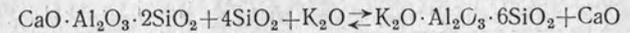
Замещение анортита альбитом



	Анортит	Альбит	Дефект объема	Кварц вытесненный (первичный)	Дефект ма.сы
Объемные %	100,0	198,5	-98,5	—	—
Весовые %	100,0	188,4	—	-95,0 (в % к анортиту)	-6,6

Таблица 32

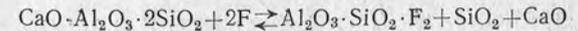
Замещение анортита калишпатом (ортотлаз)



	Анортит	Ортоклаз	Дефект объема	Кварц вытесненный	Дефект массы
Объемные %	100,0	219,1	-119,1	—	—
Весовые %	100,0	200,0	—	-114,7 (к анортиту)	-14,7

Таблица 33

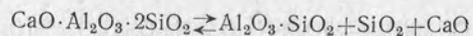
Замещение анортита топазом



	Анортит	Топаз	Кварц освобожденный	Дефект объема	Кварц осажденный	Избыток массы
Объемные %	100,0	51,2	22,4	25,4	—	—
Весовые %	100,0	71,6	21,6	—	25,4	+18,6
Весовые % без компенсации	100,0	76,8	23,2	—	—	—

Таблица 34

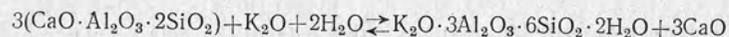
Замещение анортита андалузитом



	Анортит	Андалузит	Кварц освобожденный	Дефект объема	Кварц осажденный	Избыток массы
Объемные %	100,0	51,2	22,4	26,4	—	—
Весовые %	100,0	58,2	21,6	—	25,4	+5,2

Таблица 35

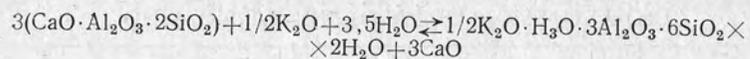
Замещение анортита мусковитом



	Анортит	Мусковит	Дефект объема	Кварц осажденный	Избыток массы
Объемные %	100,0	93,4	6,6	—	—
Весовые %	100,0	95,5	—	6,4	+1,9

Таблица 36

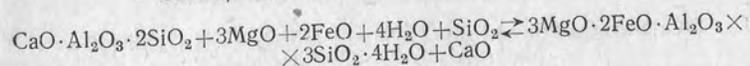
Замещение анортита гидромусковитом (серицитом)



	Анортит	Гидромусковит	Дефект объема	Кварц осажденный	Дефект массы
Объемные %	100,0	94,2	5,8	—	—
Весовые %	100,0	91,7	—	5,6	-2,7

Таблица 37

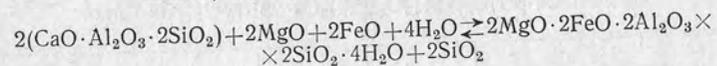
Замещение анортита хлоритом (пеннин)



	Анортит	Пеннин	Дефект объема	Кварц вытесненный (первичный)	Избыток массы
Объемные %	100,0	209,0	-109,0	—	—
Весовые %	100,0	223,0	—	-105,1	+17,9

Таблица 38

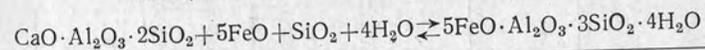
Замещение анортита хлоритом (амезит)



	Анортит	Амезит	Дефект объема	Кварц вытесненный (первичный)	Кварц освобожденный (вынесенный)	Избыток массы
Объемные %	100,0	102,0	-2,0	—	10,2	—
Весовые %	100,0	111,6	—	-1,9	9,8	+9,7

Таблица 39

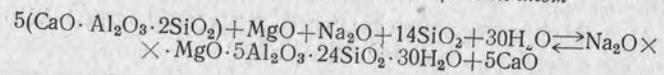
Замещение анортита хлоритом (шамозит)



	Анортит	Шамозит	Дефект объема	Кварц вытесненный (первичный)	Избыток массы
Объемные %	100,0	211,9	-111,9	—	—
Весовые %	100,0	256,3	—	-108,0	+48,3

Таблица 40

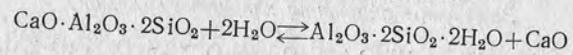
Замещение анортита монтмориллонитом



	Анортит	Монтмориллонит	Дефект объема	Кварц вытесненный (первичный)	Дефект массы
Объемные %	100,0	251,4	-151,4	—	—
Весовые %	100,0	189,5	—	-153,1	-63,6

Таблица 41

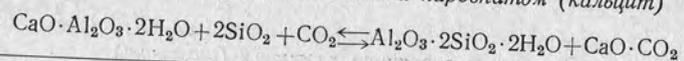
Замещение анортита каолинитом



	Анортит	Каолинит	Дефект объема	Кварц осажденный	Дефект массы
Объемные %	100,0	98,5	1,5	—	—
Весовые %	100,0	92,8	—	1,4	-5,8

Таблица 42

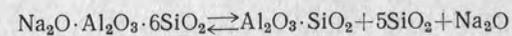
Замещение анортита каолинитом и карбонатом (кальцит)



	Анортит	Каолинит	Кальцит	Дефект объема	Кварц вытесненный (первичный)	Дефект массы
Объемные %	100,0	98,5	36,6	-35,1	—	—
Весовые %	100,0	92,8	35,9	—	-33,8	-5,1

Таблица 43

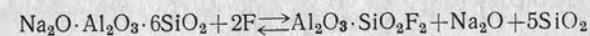
Замещение альбита андалузитом



	Альбит	Андалузит	Кварц освобожденный	Дефект объема	Кварц осажденный	Избыток массы
Объемные %	100,0	25,8	56,4	17,8	—	—
Весовые %	100,0	30,9	57,2	—	18,1	+6,2

Таблица 44

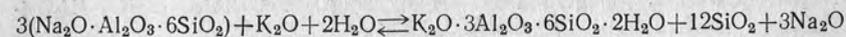
Замещение альбита топазом



	Альбит	Топаз	Кварц освобожденный	Дефект объема	Кварц осажденный	Избыток массы
Объемные %	100,0	25,8	56,4	17,8	—	—
Весовые %	100,0	38,0	57,2	—	18,1	+13,3
Весовые % без компенсации	100,0	40,0	60,0	—	—	—

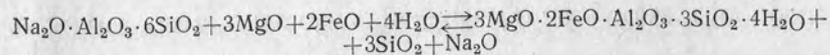
Таблица 45

Замещение альбита мусковитом



	Альбит	Мусковит	Кварц освобожденный	Дефект объема	Кварц осажденный	Избыток массы
Объемные %	100,0	47,0	45,2	7,8	—	—
Весовые %	100,0	50,6	45,9	—	7,9	+4,4

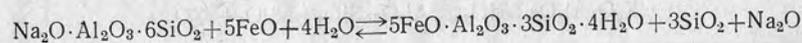
Замещение альбита хлоритом (пеннин)



	Альбит	Пеннин	Кварц освобожденный		Дефект объема	Кварц вытесненный (первичный)	Избыток массы
			компенсирующий	вынесенный			
Объемные %	100,0	105,6	—	33,9	-5,6	—	—
Весовые %	100,0	118,5	—	34,4	—	-5,7	+12,8

Таблица 50

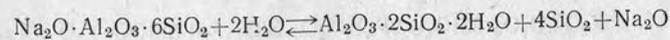
Замещение альбита хлоритом (шамозит)



	Альбит	Шамозит	Кварц освобожденный (вынесенный)	Дефект объема	Кварц вытесненный (первичный)	Избыток массы
Объемные %	100,0	106,7	33,9	-6,7	—	+29,2
Весовые %	100,0	136,0	34,4	—	-6,8	—

Таблица 51

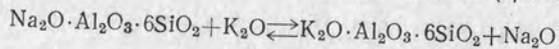
Замещение альбита каолинитом



	Альбит	Каолинит	Кварц освобожденный	Дефект объема	Кварц осажденный	Избыток массы
Объемные %	100,0	49,4	45,2	5,4	—	—
Весовые %	100,0	49,0	45,9	—	5,4	+0,3

Таблица 46

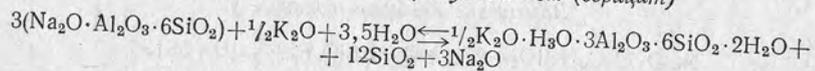
Замещение альбита калиевым полевым шпатом (ортотлаз)



	Альбит	Ортоклаз	Дефект объема	Кварц вытесненный (первичный)	Дефект массы
Объемные %	100,0	110,6	-10,6	—	—
Весовые %	100,0	106,4	—	-10,7	-4,3

Таблица 47

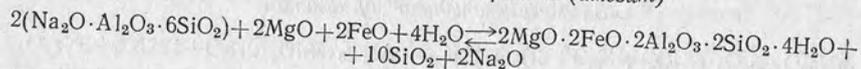
Замещение альбита гидромусковитом (серицит)



	Альбит	Гидромусковит	Кварц освобожденный	Дефект объема	Кварц осажденный	Избыток массы
Объемные %	100,0	47,5	45,2	7,3	—	—
Весовые %	100,0	48,7	45,9	—	7,4	+2,0

Таблица 48

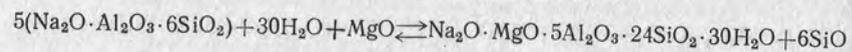
Замещение альбита хлоритом (амезит)



	Альбит	Амезит	Кварц освобожденный		Избыток массы
			компенсирующий	вынесенный	
Объемные %	100,0	51,4	48,6	7,9	—
Весовые %	100,0	59,2	49,3	8,0	+8,5

Таблица 52

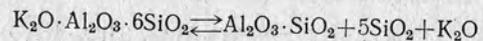
Замещение альбита монтмориллонитом



	Альбит	Монтмориллонит	Кварц освобожденный (вынесенный)	Дефект объема	Кварц вытесненный (первичный)	Дефект массы
Объемные % . . .	100,0	126,9	13,6	-26,9	—	—
Весовые % . . .	100,0	100,8	13,8	—	-27,3	-26,5

Таблица 53

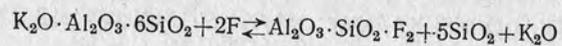
Замещение калишпата (ортоклаз) андалузитом



	Ортоклаз	Андалузит	Кварц освобожденный	Дефект объема	Кварц осажденный	Избыток массы
Объемные % . . .	100,0	23,4	50,4	26,2	—	—
Весовые % . . .	100,0	29,1	53,2	—	27,7	+10,0

Таблица 54

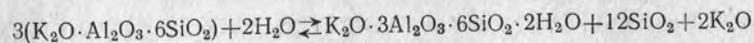
Замещение калишпата (ортоклаз) топазом



	Ортоклаз	Топаз	Кварц освобожденный	Дефект объема	Кварц осажденный	Избыток массы
Объемные % . . .	100,0	23,8	51,0	25,2	—	—
Весовые % . . .	100,0	36,5	53,8	—	26,6	+16,9
Весовые % без компенсации ΔV . .	100,0	40,4	59,6	—	—	—

Таблица 55

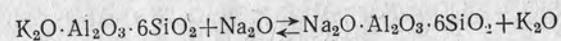
Замещение калишпата (ортоклаз) мусковитом



	Ортоклаз	Мусковит	Кварц освобожденный	Дефект объема	Кварц осажденный	Избыток массы
Объемные % . . .	100,0	42,5	40,9	16,6	—	—
Весовые % . . .	100,0	47,6	43,2	—	17,5	+8,3

Таблица 56

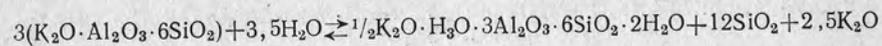
Замещение калишпата (ортоклаз) альбитом



	Ортоклаз	Альбит	Дефект объема	Кварц осажденный	Избыток массы
Объемные % . . .	100,0	90,5	9,5	—	—
Весовые % . . .	100,0	94,1	—	10,0	+4,1

Таблица 57

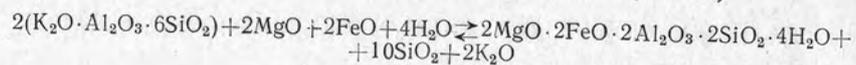
Замещение калишпата (ортоклаз) гидромусковитом (серицит)



	Ортоклаз	Гидромусковит	Кварц освобожденный	Дефект объема	Кварц осажденный	Избыток массы
Объемные % . . .	100,0	43,0	40,9	16,1	—	—
Весовые % . . .	100,0	45,9	43,2	—	17,0	+6,1

Таблица 58

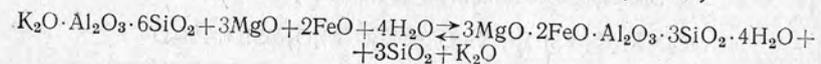
Замещение калишпата (ортоклаз) хлоритом (амезит)



	Ортоклаз	Амезит	Кварц освобожденный	Дефект объема	Кварц осажденный	Избыток массы
Объемные %	100,0	46,6	51,0	2,4	—	—
Весовые %	100,0	50,8	53,8	—	2,5	+7,1

Таблица 59

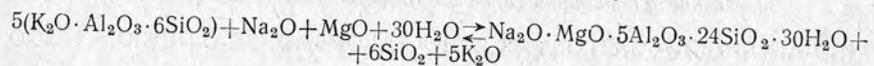
Замещение калишпата (ортоклаз) хлоритом (пеннин)



	Ортоклаз	Пеннин	Кварц освобожденный		Избыток массы
			компенсирующий	вынесенный	
Объемные %	100,0	95,2	4,8	25,9	—
Весовые %	100,0	111,1	5,1	27,3	+16,2

Таблица 60

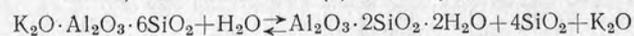
Замещение калишпата (ортоклаз) монтмориллонитом



	Ортоклаз	Монтмориллонит	Кварц освобожденный (вынесенный)	Дефект объема	Кварц вытесненный (первичный)	Дефект массы
Объемные %	100,0	114,9	12,3	-14,9	—	—
Весовые %	100,0	94,8	13,0	—	-15,7	-20,9

Таблица 61

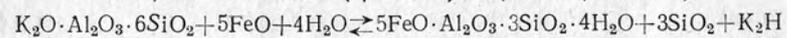
Замещение калишпата (ортоклаза) каолинитом



	Ортоклаз	Каолинит	Кварц освобожденный	Дефект объема	Кварц осажденный	Избыток массы
Объемные %	100,0	44,9	40,9	14,2	—	—
Весовые %	100,0	45,3	43,2	—	15,0	+3,5

Таблица 62

Замещение калишпата (ортоклаз) хлоритом (шамозит)



	Ортоклаз	Хлорит	Кварц освобожденный		Избыток массы
			остающийся	вынесенный	
Объемные %	100,0	96,6	3,4	27,3	—
Весовые %	100,0	128,0	3,6	28,8	+31,6

ПРИЛОЖЕНИЕ 5
АТОМНЫЕ ВЕСА ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

№ п/п	Название элемента	Сим-вол	Атомный вес	№ п/п	Название элемента	Сим-вол	Атомный вес
1	2	3	4	5	6	7	8
1	Водород	H	1,00797 ± 0,00001 _p	41	Ниобий	Nb	92,906
2	Гелий	He	4,0026	42	Молибден	Mo	95,94
3	Литий	Li	6,939	43	Технеций	Tc	[99]
4	Бериллий	Be	9,0122	44	Рутений	Ru	101,07
5	Бор	B	10,811 ± 0,003 _p	45	Родий	Rh	102,905
6	Углерод	C	12,01115 ± 0,00005 _p	46	Палладий	Pd	106,4
7	Азот	N	14,0067	47	Серебро	Ag	107,870 ± 0,003
8	Кислород	O	15,9994 ± 0,0001 _p	48	Кадмий	Cd	112,40
9	Фтор	F	18,9984	49	Индий	In	114,82
10	Неон	Ne	20,183	50	Олово	Sn	118,69
11	Натрий	Na	22,9898	51	Сурьма	Sb	121,75
12	Магний	Mg	24,312	52	Теллур	Te	127,60
13	Алюминий	Al	26,9815	53	Йод	I	126,9044
14	Кремний	Si	28,086 ± 0,001 _p	54	Ксенон	Xe	131,30
15	Фосфор	P	30,9738	55	Цезий	Cs	132,905
16	Сера	S	32,064 ± 0,003 _p	56	Барий	Ba	137,34
17	Хлор	Cl	35,453 ± 0,001	57	Лантан	La	138,91
18	Аргон	Ar	39,948	58	Церий	Ce	140,12
19	Калий	K	39,102	59	Празеодим	Pr	140,907
20	Кальций	Ca	40,08	60	Неодим	Nd	144,24
21	Скандий	Sc	44,956	61	Прометрий	Pm	[147]
22	Титан	Ti	47,90	62	Самарий	Sm	150,35
23	Ванадий	V	50,942	63	Европий	Eu	151,96
24	Хром	Cr	51,996 ± 0,001	64	Гадолиний	Gd	157,25
25	Марганец	Mn	54,9381	65	Тербий	Tb	158,924
26	Железо	Fe	55,847 ± 0,003	66	Диспрозий	Dy	162,50
27	Кобальт	Co	58,9332	67	Гальмий	Ho	164,930
28	Никель	Ni	58,71	68	Эрбий	Er	167,26
29	Медь	Cu	63,54	69	Тулий	Tu	168,934
30	Цинк	Zn	65,37	70	Иттербий	Yb	173,04
31	Галлий	Ga	69,72	71	Лютеций	Lu	174,97
32	Германий	Ge	72,59	72	Гафний	Hf	178,49
33	Мышьяк	As	74,9216	73	Тантал	Ta	180,948
34	Селен	Se	78,96	74	Вольфрам	W	183,85
35	Бром	Br	79,909 ± 0,002	75	Рений	Re	186,2
36	Криптон	Kr	83,80	76	Осмий	Os	190,2
37	Рубидий	Rb	85,47	77	Ирридий	Ir	192,2
38	Стронций	Sr	87,62	78	Платина	Pt	195,09
39	Иттрий	Y	88,905	79	Золото	Au	196,967
40	Цирконий	Zr	91,22	80	Ртуть	Hg	200,59
				81	Таллий	Tl	204,37
				82	Свинец	Pb	207,19
				83	Висмут	Bi	208,980
				84	Полоний	Po	[210]
				85	Астатин	At	[210]
				86	Эманаций	Em	[222]
				87	Франций	Fr	[223]
				88	Радий	Ra	[226,05]
				89	Активный	Ac	[227]

Продолжение прилож. 5

№ п/п	Название элемента	Сим-вол	Атомный вес	№ п/п	Название элемента	Сим-вол	Атомный вес
1	2	3	4	5	6	7	8
90	Торий	Th	232,038	97	Беркелий	Bk	[243]
91	Протактиний	Pa	[231]	98	Калифорний	Cf	[244—253]
92	Уран	U	238,03	99	Эйнштейний	Es	(249—254)
93	Нептуний	Np	[237]	100	Фермий	Fm	(248—254)
94	Плутоний	Pu	[239]	101	Менделеевий	Md	(255)
95	Амерций	Am	[241]	102	Нобелий	No	
96	Кюрий	Cm	[242]	103	Лоуренсий	Lw	

Примечания: 1. Атомные веса приводятся по шкале 12C-12 (Кравцов, 1962).
2. Индексом «р» обозначены пределы возможных отклонений атомных весов, вызванных естественными колебаниями в изотопном составе элементов. В остальных случаях атомные веса установлены с точностью до ±0,5 последней значащей цифры. 3. В квадратных скобках приведены массовые числа наиболее устойчивых изотопов элементов (по данным «Справочника химика», 1961), в круглых — крайние значения массовых чисел изотопов элементов.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Предисловие	3
Введение	5
I. Главнейшие минералого-геохимические особенности метасоматитов и задачи их изучения (Ю. В. Казицын)	7
Основные закономерности метасоматических процессов	7
Минералого-геохимические особенности метасоматитов	—
Задачи и методы изучения метасоматитов	11
II. Существующие методы сравнения химического состава горных пород и возможности их использования (В. А. Рудник)	18
Петрохимические методы пересчета	22
Пересчеты с объединением окислов по валентности элементов	—
Пересчеты на числовые характеристики	—
Пересчеты на нормативные минералы	23
Методы прямого сравнения и методы с введением коэффициентов	24
Методы, учитывающие объемные соотношения сравниваемых пород	26
Методы пересчетов без учета пористости пород	35
Методы пересчетов с учетом пористости пород	36
Возможности и перспективы различных методов пересчета	59
Пористость и сравнение химизма пород	68
Особенности выражения составов в весовых процентах	—
Особенности выражения составов в атомных процентах	73
Возможности использования различных методов пересчета	75
III. Вопросы точности учета баланса вещества и источники ошибок при его определения (Ю. В. Казицын)	77
Суммарная ошибка определения баланса вещества при метасоматозе	79
Расчет ориентировочных значений ошибки определения состава пород	—
Общая ошибка определения числа атомов в стандартном объеме	82
Различия в пористости и точность определения числа атомов в стандартном объеме породы	92
IV. Рациональные методы сравнения состава пород и расчета баланса вещества при метасоматозе	94
Атомно-объемная система пересчета (В. А. Рудник)	96
Задачи и предпосылки атомно-объемной системы пересчета	—
Некоторые вспомогательные вычисления	—
Сущность атомно-объемной системы пересчета	100
Расчеты по результатам химического анализа пород	106
Расчеты по результатам определения количественного минерального состава пород	111
Расчеты по результатам химического анализа пород и их количественному минеральному составу	115
Расчеты по результатам химического анализа пород и их субмодальному составу	126
Расчеты с использованием молекулярно-объемной системы вычисления нормативного состава пород	135
Установление баланса вещества	145
Объемно-молекулярный метод пересчетов (Ю. В. Казицын)	151
Задачи и предпосылки объемно-молекулярного метода	159
Определение количественного минерального состава пород	—
Объемно-весовые закономерности метасоматического замещения минералов	161
Пример расчетов по объемно-молекулярному методу	162
Типы объемных соотношений при метасоматическом замещении минералов	167
Подразделение метасоматитов по типам замещения	171
Примеры метасоматитов разных типов замещения	175
Пределы применимости объемно-молекулярного метода	178
Объемно-энергетический метод анализа метасоматических процессов (Ю. В. Казицын)	198
Задачи и предпосылки объемно-энергетического метода	199
Значение внутренней энергии в определении направленности процессов метасоматоза	—
Внутренняя энергия минералов	202
Удельная внутренняя энергия горных пород	204
Полная удельная внутренняя энергия пород	208
Поправка на поверхностную энергию	210
Примеры подсчета удельной внутренней энергии пород и энергетического анализа некоторых метасоматических процессов	213
Анализ результатов и пределы применимости объемно-энергетического метода	216
Заключение	223
Литература	225
Приложения	227
	237