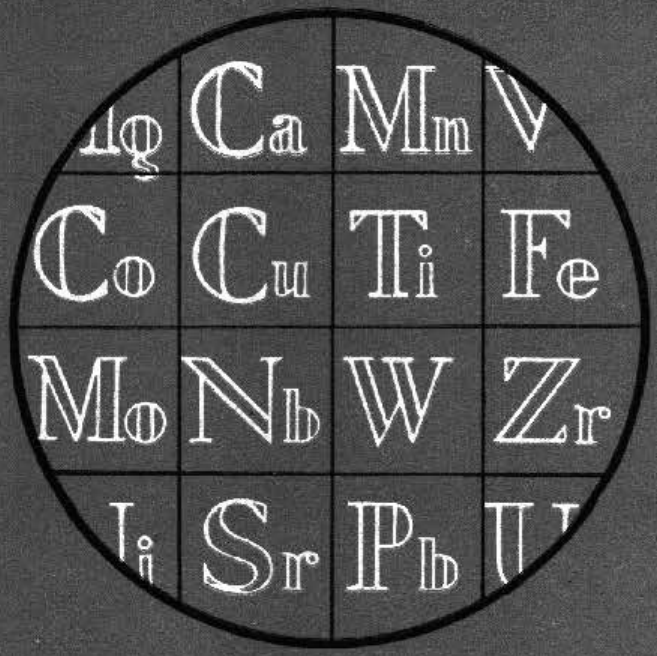
В Т 1158
G033/73

И. М. ОСТАФИЙЧУК, М. И. ТОЛСТОЙ



СТАТИСТИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГРАНИТОИДАХ

И. М. ОСТАФИЙЧУК,
М. И. ТОЛСТОЙ

1979

СТАТИСТИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГРАНИТОИДАХ

(на примере Северного Казахстана)

В Т 1158

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА·1972

ПВ64(2К)
552
О76

УДК 546.78/831

Остафийчук И. М., Толстой М. И. Статистические закономерности распределения химических элементов в гранитоидах (на примере Северного Казахстана). М., «Недра», 1972, стр. 224.

На основе количественного распределения петрогенных, редких, рассеянных и рудных элементов рассматриваются геохимические и металлогенические особенности генетически связанных серий палеозойских гранитоидов двух интрузивных комплексов Северного Казахстана — крыккудукского и боровского. При этом в большом объеме использованы статистические методы обработки и интерпретации материалов, рассмотрены стохастические закономерности распределения химических элементов в горных породах и минералах.

Таблиц 66, иллюстраций 44, список литературы — 153 названия.

ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
БИБЛИОТЕКА

В III 1158

6033/73

2-9-1
45—72

ВЛАДИМИРУ СЕРГЕЕВИЧУ
КОПТЕВУ-ДВОРНИКОВУ
ПОСВЯЩАЕТСЯ

ВВЕДЕНИЕ

Геология как наука о возникновении и истории развития горных пород имеет свою специфику и свои закономерности, которые могут быть раскрыты и обоснованы лишь геологическими методами. В этом исследовании «мера и число» играют весьма важную роль и призваны не только способствовать развитию геологических знаний, но и служить критерием объективности геологических выводов.

Одним из источников количественной информации о геологических процессах являются геохимические исследования по изучению закономерностей распределения и миграции химических элементов в геологических образованиях. Именно на основе этой информации был заложен фундамент современной региональной геохимии: подсчитаны кларки химических элементов в различных типах пород; установлены геохимические провинции и эпохи; введено понятие «геохимическая специализация» геологических тел и комплексов; наметился новый подход в металлогеническом прогнозе территорий и т. д.

На современном этапе геологических исследований, отличительной особенностью которого является повышение глубинности изучения земной коры, важное значение приобрели работы, направленные на установление особенностей распределения химических элементов в конкретных геологических телах. К таким пока еще малочисленным исследованиям следует отнести работы В. С. Коптева-Дворникова, И. Ф. Григорьева, Е. И. Доломановой и др. (Коптев-Дворников и др., 1960) по гранитоидным интрузиям Бетпак-Далы, Л. В. Таусона (1961) по Сусамырскому батолиту, С. Ф. Лугова (1964) по гранитоидам Чукотки, М. И. Циксона (1964) по магматическим образованиям Дальнего Востока, Б. М. Меликсетяна (1964) по Мегринскому плутону Армении, Дж. М. Брэя (1952) по изверженным породам района Джеймстаун (Колорадо) и др. Их ценность заключается в конкретизации представлений о поведении химических элементов в разнородных условиях формирования и взаимоотношения с вмещаю-

щими породами, при различном характере и степени дифференциации, гибридизма и постмагматических преобразований магматических тел, т. е. в ситуациях, трудно воспроизводимых в условиях лабораторного эксперимента.

Кроме научной ценности, эти исследования имеют и непосредственное практическое значение, поскольку на их основе можно устанавливать региональные фоновые концентрации химических элементов, выявлять причины изменения форм их нахождения в породах, миграции и концентрирования в разных обстановках, устанавливать условия, причины и признаки проявления геохимической и металлогенической специализации, оценивать перспективность конкретных территорий и т. д.

В последние годы в эти исследования стали все шире проникать методы статистического анализа, что значительно повысило достоверность и объективность выводов, открыло новые возможности оценки геохимической информации. Развитие исследований в этом направлении создает объективную основу строгого инженерного решения генетических вопросов, задач корреляции, прогноза перспективности геологических тел и территорий.

Академик А. В. Сидоренко (1964), намечая дальнейшие пути развития геологической науки, писал: «Математизация геологии, всемерное внедрение в геологические исследования числа и меры для оценки геологических явлений, перевод геологических закономерностей на язык цифр и формул и автоматическая обработка геологической информации — одна из важнейших задач геологии. Ее решение сократит сроки научного анализа и расширит его возможности, а также позволит выбирать наиболее целесообразное, научно обоснованное направление геологических исследований и геологоразведочных работ».

Реализация этих задач должна базироваться на объективной количественной характеристике признаков геологических явлений, закономерностях распределения химических элементов в горных породах, установленных как путем теоретических и экспериментальных исследований, так и на основании изучения конкретных геологических объектов и территорий.

Целью настоящего исследования является установление статистических особенностей распределения широкого круга химических элементов в гранитоидах Северного Казахстана в связи с особенностями их формирования и использование этих особенностей для расчленения, корреляции магматических образований и оценки их геохимической и металлогенической специализации.

Основными материалами для составления работы послужили результаты исследований, проведенных коллективом геологов Киевского университета в 1958—1962 гг. в Аксу-Степнякском районе Северного Казахстана, а также специальное геолого-геохимическое изучение интрузивных массивов боровского и крыккудукского комплексов, выполненное авторами в 1961—1966 гг.

Район исследований располагается в пределах Степнякской складчатой зоны (известна также как Восточно-Кокчетавский, или Аксу-Степнякский, синклинорий), практически со всех сторон ограниченной выходами докембрийских пород. На западе она непосредственно примыкает к Кокчетавскому поднятию, а с севера и востока ограничена Шатским и Ерементауским антиклинориями (рис. 1). Геологическое строение этой области весьма

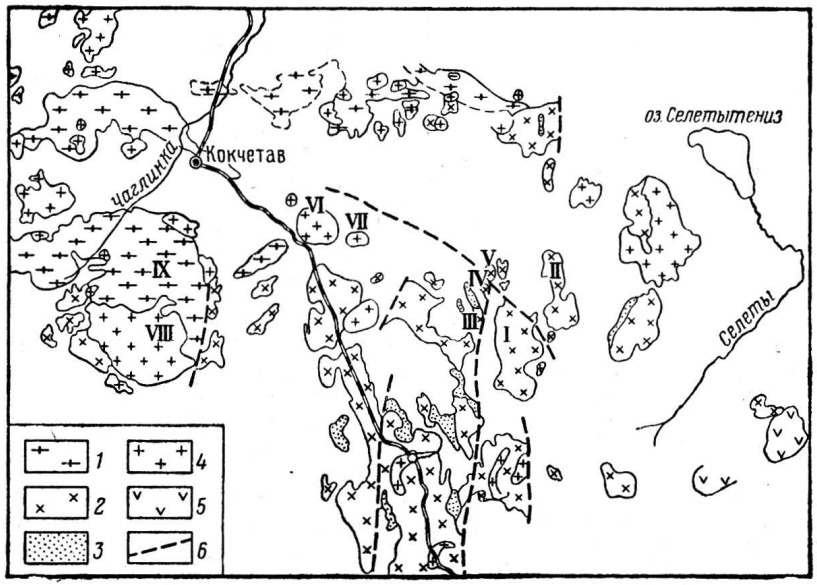


Рис. 1. Обзорная геологическая карта района исследований:

1 — лейкократовые средне- и мелкозернистые граниты; *2* — гранодиориты; *3*— биотит-роговообманковые граниты; *4* — крупнозернистые биотитовые граниты; *5* — граносиениты; *6* — линии тектонических нарушений.

Интрузивы: I — Крыккудукский, II — Аккудукский, III — Ащикольский, IV — Западно-Атансорский, V — Северо-Восточный Атансорский, VI — Боровской, VII — Жукейский, VIII—IX — Зерендинский.

сложно и характеризуется мозаичностью, обусловленной резкой сменой простираний складчатых и разрывных структур. В ее пределах отразился последний, каледонский этап геосинклинального развития территории Северного Казахстана.

В строении рассматриваемого региона достаточно четко можно выделить два структурных этажа: первый объединяет отложения геосинклинального периода — от верхнего протерозоя до верхнего девона, ко второму относятся маломощные платформенные отложения — от мезозоя до современных включительно.

Первый структурный этаж является сложным, неоднородным и определяет основные особенности геологического строения Степнякского синклинория.

В строении его нижнего структурного яруса, отвечающего первично геосинклинальной стадии, участвуют крупные структуры

в пределах периклинального замыкания Ишкеольмесского антиклинория. Структуры эти сложены кварцитами, яшмо-кварцитами и песчаниками верхнего протерозоя — нижнего кембрия. Складчатые структуры нижнего яруса сопрягаются в одну систему и имеют одно общее направление, отличаясь формой складок и углами падения.

Следующий структурный ярус охватывает формации «вторичной» геосинклинали — от верхнего кембрия до карадока. Внутри второго структурного яруса выделяются три подъяруса, разделенные региональными несогласиями и отличающиеся структурными планами.

Первый структурный подъярус отделен от первого структурного яруса перерывом, но наблюдаемое несогласие сравнительно невелико, что объясняется общей унаследованностью структурного плана. Отложения нижнего кембрия, образующие первый подъярус, дислоцированы в крупные зоны, на склонах поднятий осложненные брахискладками. Второй структурный подъярус объединяет отложения нижнего и среднего ордовика. Последние слагают хорошо выраженные синклинальные зоны большой протяженности. Внутри этих зон породы интенсивно дислоцированы, вплоть до образования изоклинальных складок с углами падения до 60—80°. В строении третьего подъяруса участвуют слабо деформированные, полого залегающие эффузивно-осадочные толщи карадока. Тектоническая характеристика верхнего и среднего подъярусов различны. Границу лландейло и карадока отмечают мощные тектонические движения, сопровождавшиеся внедрением синорогенных гранитоидных интрузий. Это выражается в резко несогласном залегании карадокских отложений на лландейльских и в некотором различии структурных планов и характера их складчатости. Для карадокских образований типичны углы падения 15—30° и плащеобразное налегание на более древние формации.

Особенностью второго структурного яруса является широкое развитие разрывных нарушений с зонами трещиноватости и дробления. Крупные разрывные нарушения сформировались позже складчатых структур или одновременно с ними. В. С. Заикой-Новацким (1963) установлено, что они образуют единую динамичную систему, так называемую Атансорскую сдвиговую зону. Кроме нее в изучаемом районе намечена еще одна сдвиговая структура — Тлегенская — того же северо-западного простирания, представляющая собой правый сдвиг. С последним закономерно связаны разрывы северо-восточного простирания.

В целом складчатые структуры каледонского структурного яруса относительно просты, однако взаимоотношения их выявляются нелегко ввиду широкого развития интрузивных пород.

Второй структурный этаж объединяет мезо-кайнозойские отложения платформенного чехла.

Верхнекембрийская трансгрессия положила начало стадии

развития «вторичной» (каледонской) геосинклинали. В пределах Восточно-Кокчетавского синклинория в лландейльское время осадконакопление происходило в пределах узких линейных зон, для которых характерно общее смещение (во времени) к центру прогиба.

Развитие раннего геосинклинального периода в районе началось со стадии излияния лав, постепенно сменяющихся по составу от кислых к лавам андезитового и базальтового состава. С формированием этих образований связано внедрение гипабиссальных интрузий диабазовых порфиритов и габбро-диабазов, часть из которых, по-видимому, является жерловой фацией эффузивов. В это время при непрерывно-прерывистом характере колебательных движений проявлялась тенденция к общему погружению описываемой территории.

В конце лландейло происходит общее замыкание «вторичной» геосинклинали, выразившееся в интенсивной складчатости и внедрении огромных масс межинформационных синтектонических интрузий крыккудукского комплекса. Крупные апофизы гранодиоритовых плутонов крыккудукского типа и отдельные относительно небольшие их сателлиты в ряде случаев вытянуты в северо-западном направлении, располагаясь в пределах Атансорской сдвиговой зоны. Очевидно, последняя в виде ослабленной зоны была заложена в основную фазу складчатости в конце среднего ордовика.

Последующие опускания (карадокский век) происходили локально на фоне продолжающегося роста «кордильер» и фиксировались накоплением эффузивно-пирокластических толщ, включающих горизонты рифовых известняков.

К концу карадокского века осадки лландейло и карадока подверглись совместной интенсивной складчатости. Территория была консолидирована и претерпела общее поднятие. Продолжающееся сжатие привело к образованию диагональных расколов земной коры вдоль ранее наметившихся ослабленных зон и блоковым смещениям по ним на расстояние до 10—15 *км*.

Отложения «остаточной» геосинклинали, сложенные вулканогенными образованиями конца силура и девона, известны в основном за пределами района. Тенденция к укрупнению геосинклинальных блоков в этот период достигла наибольшего размаха. Зоны осадконакопления выродились в узкие межгорные прогибы, внутри которых проявлялся наземный вулканизм. К этому времени относятся повторные подвижки по ранее сформировавшимся разрывам северо-западного направления, что отмечается гидротермальной деятельностью, накладывающейся на породы, претерпевшие до этого зеленокаменный и контактовый метаморфизм.

Нижнедевонские складчато-глыбовые движения сопровождались внедрением новых в основном гранитных интрузий (боровской комплекс). Спаянный интрузивными породами первой фазы складчатый фундамент стал более жестким, и в дальнейшем

дифференцированные тектонические движения имели локальное проявление. Поэтому камерные пространства во вторую фазу были несколько иной формы (цилиндрические плутоны, штоки). Образовавшись в условиях сравнительно слабых складчатых напряжений, указанные интрузии уже не обладали особенностями синорогенных образований, имея вместе с тем черты посттектонических интрузий.

Несмотря на довольно длительное изучение района, в настоящее время нет общепринятого расчленения интрузивных пород и не установлено однозначно их структурно-тектоническое положение.

Впервые подразделение каледонских интрузий на комплексы в Центральном Казахстане произведено Ю. А. Билибиным в 1940 г. Им были выделены четыре комплекса: крыккудукский (гранодиориты), боровской (граниты), степнякский (кварцевые диориты) и атансорский (сиенит-диориты). В дальнейшем эта схема подвергалась изменениям.

П. Н. Кропоткин (1950) считал гранодиориты принадлежащими к одному девонскому комплексу. В. С. Коптев-Дворников (1952, 1953, 1955), Н. А. Фогельман (1953) и др. выделяли готландский гранодиоритовый (граница ордовика и силура), нижнедевонский (или среднедевонский) гранитный и верхнедевонский аляскитовый комплексы. Образования золотоносного степнякского и атансорского комплексов были ими отнесены к крыккудукскому (готландскому) комплексу в качестве его сателлитов. Эта точка зрения теперь, в основном, разделяется П. Н. Кропоткиным, Е. Д. Шлыгиным и М. А. Абдулкабировой, но не является общепринятой. Так, Д. С. Кизельватер, М. В. Муратов, И. Ф. Трусова (1959) считали каледонские гранитоиды единым многофазным комплексом. Р. А. Борукаев и др. (1957) также объединяли крыккудукские и боровские плутоны в единый комплекс, выделяя в нем две фазы: гранодиоритов с гибридными эндоконтактовыми фациями (крыккудукская серия), биотитовых гранитов и лейкократовых мелкозернистых гранитов (боровская серия). Эти серии, по представлениям авторов, являлись производными одного магматического очага.

Самостоятельность атансорского комплекса сиенит-диоритов в настоящее время отрицается почти всеми исследователями.

Образование интрузивов степнякского типа, как и крупных крыккудукских массивов, связано с внедрением гранитной магмы с широко проявленными процессами глубинного гибридизма. Для этих образований установлены особенно широкие вариации минерального и химического состава пород (от габбро до тоналитов) в зависимости от размеров интрузивов, тектонических особенностей их внедрения и остывания, а также особенностей проявления процессов гибридизма и пр. В настоящее время можно считать установленным, что степнякский тип интрузий можно рассматривать как тектоно-магматическую фацию крыккудукского комплекса, формировавшуюся в условиях высокоподвижных зон долгоживущих разломов.

В. М. Шульга (1961, 1965) при составлении структурно-тектонической схемы Северного Казахстана верхнепалеозойские интрузивы расчленяет на три комплекса: крыккудукский гранодиоритовый (верхний ордовик), аралаульский — гранит-порфиры, граносиениты (силур), боровской — биотитовые граниты (верхний силур — нижний девон).

На основании данных В. С. Заики-Новацкого, В. С. Мищенко, В. А. Цуканова (1962, 1963) можно принять следующую схему развития интрузивных комплексов в рассматриваемом районе: 1) комплекс гипабиссальных и субвулканических интрузий габбродиабазов и диабазовых порфиритов (средний ордовик); 2) крыккудукский интрузивный комплекс (средний ордовик); 3) комплекс гипабиссальных интрузий граносиенит-порфиров и сиенит-порфиров (верхний ордовик); 4) боровский интрузивный комплекс (верхний силур — нижний девон).

Породы комплекса гипабиссальных интрузий диабазовых порфиритов и габбро-диабазов среднего ордовика слагают небольшие (до 1 $км^2$) удлиненные массивы, ориентированные согласно простиранию складчатых структур. Вмещающими породами являются эффузивные диабазовые порфириты и более древние отложения.

Петрографическое сродство и пространственная приуроченность интрузий к эффузивам лландейло указывают на их родственную связь. Интрузии часто подвержены приконтактовому метаморфизму со стороны образовании крыккудукского комплекса среднего ордовика.

Плутоны, объединяемые в крыккудукский интрузивный комплекс, неоднократно описывались Ю. А. Билибиным, Е. И. Рыцком, В. С. Коптевым-Дворниковым, З. М. Усачевой, М. А. Абдулкабировой, А. И. Семеновым, В. И. Бартошевским, В. М. Шульгой и др. Интрузивный процесс, фиксируемый этими образованиями, является синтектоническим, т. е. следствием магматических и тектонических явлений, образующих одновременно возникающее в развивающееся единство. Для массивов комплекса характерны общность петрохимического состава и расположение в определенных структурно-фациальных зонах.

Огромные по площади массивы комплекса обычно вытянуты в субмеридиональном направлении, преимущественно согласно простиранию главных структур вмещающих пород, приурочиваясь к центральным частям антиклиналей, реже располагаясь на крыльях последних. В Восточно-Кокчетавском синклинории интрузивы этого типа слагают такие крупные массивы, как Крыккудукский (около 1000 $км^2$), Аккудукский (250 $км^2$), Буландино-Аккульский (около 1800 $км^2$), Яблонево-Итейменский, и ряд более мелких (Ащикольский, Атансорский и др.). Указанные интрузивы обычно имеют сложное строение, часто многофазны.

По мнению казахстанских геологов, интрузивы комплекса

представляют собой крупные межформационные тела, имеющие форму уплощенных, большей частью асимметричных лакколитов с относительно небольшой вертикальной мощностью порядка первых километров (Г. Н. Щерба, П. Н. Кропоткин, Р. А. Борукаев и др.). Количественная интерпретация магнитометрических и гравиметрических данных (Ю. В. Юнаковская, В. М. Сидоранов) и анализ особенностей геологического строения Степнякского синклинория показывают, что для интрузивов крыккудукского комплекса характерна уплощенная гарполитообразная форма и сложная ступенчато-блоковая конфигурация донной части интрузивных камер. Вертикальная мощность гранитоидных масс меняется от 1 до 6—7 *км*.

Вмещающие породы вокруг массивов обычно интенсивно метаморфизованы. Ширина зон ороговикования нередко достигает 1 *км*. Такие широкие ореолы контактовых изменений, неровные извилистые контакты, наличие внутри интрузий крупных останцов пород кровли свидетельствуют об относительно небольшом эрозионном срезе интрузий крыккудукского комплекса.

Породы, слагающие массивы, довольно разнообразны и представлены габбро-диоритами, диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами и плагиогранитами. Наиболее развиты гранодиориты.

М. А. Абдулкабирова, М. А. Жуков и др. предполагали, что наблюдающееся разнообразие пород комплекса скорее всего является результатом гранитизации. Родоначальной магмой, по их мнению, являлась габбровая, которая в момент кристаллизации, а может быть и до затвердевания массивов, подвергалась переработке щелочными растворами.

Многие исследователи указывают на значительное развитие гибридизма пород комплекса. В. С. Коптев-Дворников (1952, 1953) большое значение в образовании крыккудукских интрузивов придает процессам ассимиляции. Так, В. С. Коптевым-Дворниковым и затем А. И. Семеновым в результате многолетних исследований магматизма Центрального Казахстана установлено, что в интрузивных комплексах гранодиоритов исходная магма имеет гранитный состав.

Вкладывая в понятие «интрузивный комплекс» всю совокупность магматических и гидротермальных образований, возникших в ходе развития единого интрузивного процесса определенного возраста, В. С. Коптев-Дворников выделяет: 1) собственно интрузивную фазу, 2) фазу дополнительных интрузий, 3) фазу жильных пород. Среди пород интрузивной фазы по значению, размещению в пространстве, составу различаются: а) главная интрузивная фация, б) фация эндоконтактов, в) фация сателлитов. Эта схема принята нами при описании петрохимических и геохимических особенностей интрузивных образований исследуемого района.

Преобладающими породами главной интрузивной фации крыккудукского комплекса являются гранодиориты. Фации эндоконтактов и сателлитов имеют диоритовый и габбровый состав, что обусловлено, вероятно, ассимиляцией вмещающих вулканогенных образований андезито-базальтового состава. Особой тектоно-магматической фацией крыккудукского магматизма являются интрузии степнякского типа, присутствующие в виде штоко- и дайкообразных тел, состав которых меняется от габброидного до плагиогранитного.

Средние цифры абсолютного возраста для гранитоидов крыккудукского комплекса укладываются в интервал 460—490 млн. лет.

Остывание крупных интрузивных тел сопровождалось сокращением их объема и развитием систем трещин, по которым проникали последующие порции магмы, давшие серию дополнительных интрузий. Последние пространственно тесно связаны с гранодиоритовыми массивами, обладают небольшими размерами, их форма в плане разнообразна. Часто, внедряясь вдоль контактов гранодиоритовых массивов, эти интрузии образуют сравнительно узкие тела, нередко протягивающиеся на километры. По составу они довольно разнообразны, но общий характер их состава носит следы унаследованности главной фазы крыккудукского комплекса. Представлены интрузии гранит-порфирами, гранодиорит-порфирами.

Среди пород жильной фазы выделяются образования двух возрастных этапов. К первому относятся жилы аплита, гранита, пегматиты; ко второму — гранит-порфиры, сиенит-порфиры, диорит-порфириты, микродиориты, диабазовые порфириты и лампрофиры. Формирование жильных пород происходило от кислых к основным. Жильные породы первого этапа иногда связаны между собой постепенными переходами. Приурочены они исключительно к самим интрузиям и редко выходят за пределы массивов, заполняя как крутопадающие, так и пологие трещины. Эти образования являются продуктами кристаллизации остаточной магмы в пределах самих интрузивных тел. Для них характерно обогащение калиевым полевым шпатом и кварцем, нередко почти полное отсутствие темноцветов. Жильные породы второго этапа, по мнению В. С. Коптева-Дворникова (1964), имеют более глубоко залегающие внутрикоровые магматические источники. Жилы выходят за пределы интрузий, часто локализуются в отдельных зонах.

В комплекс гипабиссальных интрузий гранит-порфиров, граносиенит-порфиров и сиенит-порфиров верхнего ордовика включаются небольшие (до 2—3 $км^2$) по площади интрузии гипабиссального облика, пространственно тесно связанные с участками развития карадокских отложений к востоку и северо-востоку от оз. Атансор. Формы залегания их разнообразны — штоки, дайки, пластовые залежи. Часть из них приурочивается к разрывным нарушениям северо-восточного направления. Интрузии образуют своеобразную серию пород, обнаруживая все переходы от типич-

но интрузивных фаций к разностям эффузивного облика. В состав комплекса входят сиенит-порфиры, граносиенит-порфиры и гранит-порфиры. Структура и петрографическое сходство с эффузивами карадока дают основание В. С. Мищенко (1963) и В. С. Заике-Новацкому (1963) предполагать, что граносиенит-порфиры внедрились одновременно или вслед за эффузивами. Вероятно, в одних случаях имело место застывание магмы на небольшой глубине (гипабиссальные фации), в других — магма достигала поверхности и изливалась, образуя эффузивы.

Как уже указывалось, впервые боровской интрузивный комплекс был выделен Ю. А. Билибиным. Позже исследованием пород комплекса занимались также В. С. Коптев-Дворников, Е. Д. Шлыгин, М. А. Жуков, Р. А. Копяткевич, М. А. Абдулкабирова, А. И. Семенов, В. М. Шульга и др.

Интрузии, отнесенные к боровскому комплексу, развиты в основном в восточной части Кокчетавского поднятия и в области перехода от докембрийских структур к палеозойским геосинклинальным структурам Восточно-Кокчетавского прогиба, т. е. вторжение плутонов происходило между двумя различными структурно-фациальными зонами.

Для массивов комплекса характерны сложное строение и неправильная форма с извилистыми контактами. Типичными представителями интрузивов комплекса являются Боровской (около 300 *км*²), Жукейский (80 *км*²), сложные Зерендинский, Макинский, Беркутинский и другие массивы. По отношению к структурам вмещающих пород плутоны образуют дискордантные тела с крутыми контактами. Нередко наблюдается кольцевое строение, возникшее в результате многофазности. Форма интрузивных тел боровского комплекса своеобразна. В плане на уровне современного эрозионного среза большинство из них изометрично. По данным гравиметрии и магнитометрии на глубине нескольких километров фиксируется уплощенное дно интрузивов (Ю. В. Юнаковская).

Формирование пород комплекса происходило в несколько фаз: 1) главная интрузивная фаза — крупнозернистые биотитовые и биотит-роговообманковые граниты и плагиограниты; 2) фаза дополнительных интрузий — среднезернистые биотитовые граниты, лейкократовые, пегматоидные; нередко аляскитовые граниты (среднезернистые граниты Зерендинского массива, Карабулакский и другие массивы); 3) фаза жильных пород.

Породы первых двух фаз нередко вместе слагают крупные интрузивы и по времени образования сближены. Среди жильных образований выделяют две возрастные группы: а) жильные породы первого этапа — гранит-порфиры, постепенно переходящие в мелкозернистые слабо порфировидные граниты, аплиты и пегматиты; б) породы второго этапа — дайки диоритовых порфиров, лампрофиров, низкотемпературные кварцевые жилы с опалом и эпидотом.

Магма пород боровского комплекса гибридизирована в гораздо меньшем масштабе, чем крыккудукского. Породы главной интрузивной фазы комплекса характеризуются преобладанием гранитов и лейкократовых гранитов, в отличие от гранодиоритов, преобладающих в крыккудукском комплексе. Вещественный состав гранитных интрузий отличается большим или меньшим постоянством. В центральных частях массивов развиты средне- и крупнозернистые порфировидные биотитовые и лейкократовые граниты. В сателлитах, эндоконтактах и апофизах граниты сменяются резко порфировидными породами — гранит-порфирами, реже мелкозернистыми аплитовидными породами. В интрузиях гранитов, несущих признаки гибридизма, в эндоконтакте появляются роговая обманка, реже моноклинный пироксен, наблюдаются переходы в роговообманковый гранит, гранодиорит или граносиенит и сиенит.

В контакте интрузий с вмещающими породами развиты роговики, кварц-эпидотовые и иногда инъекционные породы. Ширина зон контактовых изменений колеблется от нескольких до 300—400 *м*. Среднее значение абсолютного возраста для пород боровского комплекса 410—420 млн. лет.

При выборе методики исследования гранитоидных массивов принималось во внимание следующее.

1. Любой интрузивный массив из-за специфичности условий образования является телом неоднородным как по составу, так и по структурно-текстурным особенностям. Поэтому для изучения геохимической специализации и характеристики распределения химических элементов необходимо опробовать раздельно фациальные зоны массива.

2. При детальном изучении интрузивных тел оказывается, что в них в той или иной мере проявляются различные постмагматические изменения пород (альбитизация, грейзенизация, калишпатизация и окварцевание и др.). При опробовании массивов такие измененные участки должны исключаться или опробоваться отдельно, а не объединяться с породами неизмененными.

3. Значительное внимание при отборе образцов необходимо уделять «свежести» каменного материала, поскольку в процессе гипергенных изменений пород часть легкоподвижных элементов может выщелачиваться и т. п.

4. В пределах отдельных фаций или субфаций наблюдается несколько неравномерное распределение химических элементов и минералов, обусловленное структурной неоднородностью пород. Специальными исследованиями И. Е. Старика (1956 г.) по опробованию гранитов показана целесообразность опробования фациальных разновидностей несколькими участками, число которых, как и количество проб в пределах участка, зависит от вариации концентраций элемента в данной породе.

5. Поскольку при обработке материала необходимо было привлекать методы математической статистики, количество проб в

пределах каждого участка должно представлять обеспеченную выборку для получения в дальнейшем устойчивых статистик-параметров исследуемых распределений.

Принимая во внимание перечисленные условия, массивы каждого комплекса опробовались раздельно по фациям: центральная фация «неизмененных» пород, фация эндоконтакта, дополнительные фазы и жильные породы. Каждая фация опробовалась 4—5 участками размером 30×50 *м* точечным способом с равномерным отбором 20—30 образцов (объем образца 100—300 *см*^{3}) из свежих пород. Таким образом, каждый объект опробования был представлен 80—150 образцами. От 10 до 20% образцов в выборках исследовалось в шлифах. Всего для геохимической характеристики интрузивных пород района и изучения в них статистического распределения химических элементов было отобрано около 3000 проб.

Кроме проб, отбираемых для изучения распределения химических элементов, из исследуемых интрузивных пород отбирались также протолочки весом до 50 *кг* для выделения мономинеральных фракций и изучения распространения в них рудных и редких элементов. Пробы брались так, чтобы были охарактеризованы все главные фации каждой фазы. Каждая проба отбиралась с площади не менее 400 *м*^{2}. В пробу объединялось 10—15 штуфов наиболее свежего и представительного материала. 1 *кг* пробы оставлялся для петрохимической характеристики пород и в качестве дубликата для возможных дополнительных исследований. Всего было отобрано 97 протолочек.

Дальнейшая обработка проб проводилась в лаборатории разделения вещества горных пород НИСа Киевского университета (Г. Ф. Виноградов). Дробление геохимических проб производилось партиями близких по составу проб до крупности 1—0,5 *мм*. После дробления каждого образца дробильный агрегат очищался струей сжатого воздуха и промывкой. После квартования образцы истирались до 200 меш и поступали в анализ.

Поскольку в исследуемых породах содержания элементов находились в пределах кларка, предварительно проводилась проверка степени загрязнения, вносимого дробильным агрегатом и истирателем. Для этого были приготовлены 10 проб чистого кварца, пять из которых истирались вручную в агатовой ступке (пробы 1—5), а пять других обрабатывались по обычной схеме (пробы 1а—5а). В обеих партиях спектрохимическим методом определялись содержания химических элементов. Результаты эксперимента приводятся в табл. 1, существенного загрязнения в результате истирания не происходит.

Для определения концентраций химических элементов в минералах отбирались мономинеральные навески, достаточные для проведения химического или спектрохимического анализов. Отбор таких проб производился вручную с помощью иглы под бинокуляром.

Таблица 1

Проверка степени загрязнения, вносимого дробильным агрегатом

Номера пробы	Cu, 10^{-4}%	Ni, 10^{-4}%	Co, 10^{-4}%	Номер пробы	Cu, 10^{-4}%	Ni, 10^{-4}%	Co, 10^{-4}%
1	0,44	0,6	0,28	1а	0,9	0,9	0,7
2	0,40	0,4	0,3	2а	1,0	0,6	0,6
3	0,36	0,4	0,36	3а	1,0	0,8	0,7
4	0,42	0,5	0,30	4а	0,85	0,8	0,7
5	0,40	0,4	0,31	5а	0,90	0,6	0,74

Из протолочек выделялись кварц, полевой шпат, биотит, амфибол, магнетит, акцессорные — циркон, апатит, сфен. Все перечисленные минералы не всегда оказывалось возможным получить. Так, в пробах по интрузивам первой фазы кварц часто образовывал очень мелкие сростки с темноцветными минералами, а некоторые массивы второй фазы были представлены существенно лейкократовыми разностями, в которых отсутствовал биотит.

Для ряда элементов по выделенным минералам проводилось установление так называемых мономинеральных балансов по методике, предложенной Л. В. Таусоном (1961). Всего было произведено 29 подсчетов по 9 элементам. Количественный подсчет породообразующих минералов в породах осуществлялся по 5—7 шлифам. Количественное определение содержания акцессорных минералов производилось шлиховым методом, а для ряда проб — и по большим шлифам (16—20 *см*^{2}), используя опыт работы О. Д. Ставрова и Л. В. Дмитриева. Такой подсчет проведен для 10% протолочек в основном по породам главных фаз интрузивных комплексов.

В отобранных образцах после их истирания изучалось распределение химических элементов. Выбор элементов определялся, с одной стороны, их типичностью для данных пород, с другой — чувствительностью аналитических средств.

В изучавшихся гранитоидах рассматривалось распределение Fe, Ca, Mg, Co, Cu, Ti, V, Ba, Sr, Mn, Ga, U в породах крыккудукского комплекса; Fe, Ca, Mg, K, Na, Pb, Mo, Zr, W, Nb в породах боровского комплекса. Co, Ti, V, Cu, Mo, Zr, Nb, W определялись спектрохимическим способом в лаборатории физико-химических исследований горных пород (В. Б. Спиваковский) при точности определений не менее 20%; Fe, Ca, Mg — химически с точностью до 9%. Всего проанализировано около 1700 образцов, 17% из которых подвергались повторным определениям.

Так как исследовались в основном околокларковые содержания химических элементов, то химическим путем проводилось их предварительное *n*-кратное концентрирование методами экстрагирования и соосаждения. Экстрагирование элементов цветной группы — Co, Zn, Pb, Cu — после их концентрирования осуществлялось из водных растворов в виде карбаминатов при помощи диэтилдитио-

карбамината натрия. Труднолетучие элементы — Zr, Nb, Mo, W — экстрагировались после концентрирования с помощью таннина. Выделенные осадки с фильтрами подсушивались в фарфоровых тиглях и прокаливались в муфеле.

Количественное определение концентраций цветных и редких элементов проводилось на спектрографе ДФС-13 в канале угольного электрода. Источником возбуждения служила дуга переменного тока. Спектры регистрировались на спектральных пластинках типа II с чувствительностью 16 ед. ГОСТа. Для анализа пород приготавливались эталоны на угольной основе. Градуировочные графики для определения концентраций элементов строились по методу трех эталонов. Плотность почернения линий на спектрограммах измерялась микрофотометром МФ-2. Для определения точности анализа по 20 зашифрованным образцам одной пробы производились все операции анализа. По полученным результатам подсчитывалась квадратическая ошибка в определении каждого элемента.

Концентрация щелочных элементов определялась стандартным методом фотометрии пламени. Точность определений составляла 12,8% для K и 14% для Na.

Определение содержания урана в горных породах проводилось люминесцентным методом с предварительным концентрированием и отделением урана путем экстрагирования эфиром нитрата уранила. Чувствительность определений составляла $1 \cdot 10^{-5}$% при погрешности определений 18,5%.

В связи с изучением стохастического распределения широкого круга химических элементов — породообразующих, рудных, рассеянных и акцессорных — в гранитоидных породах при обработке результатов мы вынуждены были обратиться к поискам таких математических моделей, которые помогли бы описать большинство наблюдаемых распределений.

Исследования показали, что наибольшим приближением к встречающимся типам кривых характеризуются кривые Пирсона (Толстой, Остафийчук, Гудименко, 1965). Степень соответствия эмпирического распределения теоретическому проверялась с помощью критерия Пирсона.

Данные аналитических определений систематизировались по типам пород и положению их в пространстве. Для каждой выборки был проверен тип статистического распределения с использованием критерия согласия χ^2 и обязательной проверкой альтернативных гипотез нормального и логнормального распределений. Были подсчитаны оценки статистических параметров и построены гистограммы распределений.

Основными параметрами кривых статистических распределений, которые вовлекались в рассмотрение, являлись оценки средних (арифметических) концентраций ($\bar{x}$), наивероятнейших (модальных) концентраций (Mo), дисперсий распределений ($\hat{\sigma}^2$), коэффициентов вариации (V) и асимметрии (A).

Полученные статистические оценки и функции распределений, кроме самостоятельного генетического значения, использовались в ряде случаев для сопоставления исследуемых геологических тел.

Существующие приемы корреляции и сопоставления геологических образований основаны на минералого-геохимических критериях, качественной и количественной аналогии минерального состава, структуры пород, распределения химических элементов и др. Однако эти приемы в ряде случаев не учитывают стохастический характер сравниваемых признаков. Распределение минералов и химических элементов в породах носит вероятностный характер, и поэтому для сопоставления геологических объектов должны привлекаться статистические методы.

До настоящего времени использование статистических критериев однородности для оценки генетического родства геологических образований по распределениям в них химических элементов ограничивалось применением критериев Стьюдента и Вилкоксона и относилось фактически лишь к сопоставлению оценок математических ожиданий. В то же время, отмечает А. Б. Вистелиус (1964), сравнивать геологические образования только по среднему содержанию недопустимо. Для решения этого вопроса необходимо знать функцию распределения содержаний элемента. Без этого «... в геохимии возможны грубейшие ошибки в заключениях» (Вистелиус, 1964).

Установлено, что при сопоставлении геологических образований по характеру и особенностям распределения в них химических элементов наиболее существенное значение часто имеют не столько оценки среднего и наивероятнейшего значения, сколько статистики, отражающие качественную сторону распределений (Тол-

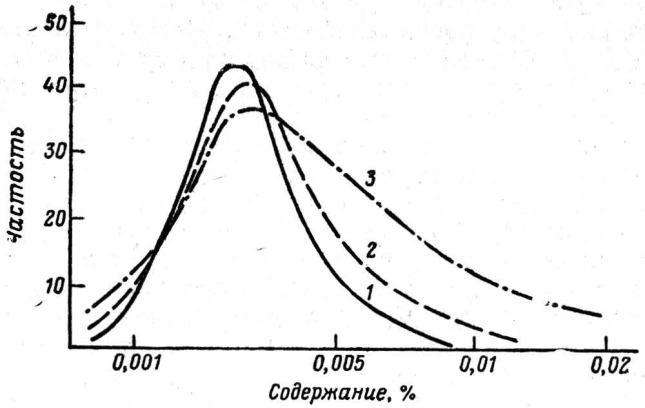


Рис. 2. Распределение концентрации меди в гранитоидах:
1 — граниты Тасадырского массива (M^{-3}=3,1; A=+1,02; V=41%; доля изоморфной меди 17,5%); гранитоиды Ащикольского массива; *2*—центральная часть (M^{-3}=3,4; A=+1,57; V=39,5%; доля изоморфной меди 15%); *3* — эндоконтакт (M^{-3}=3,7; A=+2,25; V=73%; доля изоморфной меди 39,4%)

стой, Остафийчук, 1965). Так, например, на рис. 2 изображены гистограммы распределений Cu в неизмененных гранитах Тасадырского массива в гранодиоритах Ащикольского массива и его эндоконтакте.

Указанные объекты существенно не отличаются друг от друга по оценкам наивероятнейших концентраций (*Mo*) меди, в то же время оценки коэффициентов вариации (*V*) и асимметрии (*A*) у них резко разнятся. Это свидетельствует о том, что в породах Тасадырского массива медь более рассеяна среди минералов, чем в породах Ащикольского массива. В то же время величины оценки асимметрии распределения меди в эндоконтакте Ащикольского массива больше, чем в неизмененных породах. Это отличие (при близких значениях оценок наивероятнейших концентраций) свидетельствует о некотором отличии в формах нахождения меди в объектах, что подтверждается и приведенными сведениями о доле неизоморфной меди в этих массивах.

Достоверность подобного предварительного сопоставления геологических объектов по оценкам параметров статистических распределений во многом зависит от представительности сравниваемых выборок. Задача о сопоставимости геологических образований по распределению химических элементов может решаться и с помощью критериев проверки гипотезы о равенстве двух функций распределения.

Так, при установленном нормальном законе распределения в сравниваемых объектах химических элементов и равенства их дисперсий наибольшей мощностью обладает критерий Стьюдента. Однако, если распределения случайных величин не подчиняются нормальному закону, применение критерия не обосновано. В этом случае более целесообразно применение порядковых критериев, не зависящих от предположения нормальности сравниваемых выборок: критерия Смирнова, Вилкоксона, Ван-дер-Вардена (Толстой, Жуков, 1968). Конкретный выбор критерия должен учитывать его мощность, величину выборки и характер выравнивающего закона.

При небольших выборках надо сопоставлять средние значения, используя критерий Стьюдента или порядковые критерии Вилкоксона и Ван-дер-Вардена. В случае обеспеченных выборок возможно проводить сопоставление функций распределения случайных величин, применяя критерии Смирнова и χ^2. Функция распределения совокупности содержаний элементов или минералов в горных породах служит некоторой мерой, которая однозначно характеризует данное множество содержаний и дает исчерпывающую информацию о поведении случайной величины в пределах данного множества.

Оценка достоверности выводов, полученных с помощью статистических критериев, во всех случаях проверялась геологическими данными.

I. СТАТИСТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОДАХ И МИНЕРАЛАХ

Распространение химических элементов в горных породах и минералах является сложным и предопределяется взаимодействием многих факторов (по А. Е. Ферсману): внутренних (объемные и энергетические свойства, количественные взаимоотношения с атомами других элементов) и внешних (физико-химические и термодинамические характеристики среды и т. п.), т. е. определяется совокупностью значений случайных величин. Закономерности же, присущие случайным событиям массового характера, подчиняются теории вероятностей и математической статистики.

А. Е. Ферсман (1937) писал: «Из самого определения геохимия должна стремиться к точному количественному разрешению поставленных ею вопросов, к подсчету количества атомов, точному математическому решению уравнений». На современном этапе развития геохимии все с большей очевидностью вырисовывается необходимость разработки стохастических проблем, таких, как создание стохастических моделей геохимических процессов, выяснение типов распределений, динамически систем, генерирующих концентрации элементов во времени и пространстве, и т. д. Среди основных вопросов, которые рассматриваются в этой связи в области геохимии, являются: 1) изучение распространения химических элементов в минералах и горных породах; 2) изучение функций распределения случайных величин как математических аналогов концентраций вещественных компонент; 3) анализ парагенезиса химических элементов и минералов.

Рассмотрим некоторые теоретические аспекты количественных особенностей распределения химических элементов в горных породах. Наиболее полную информацию о статистическом поведении исследуемых случайных величин дают функции распределения случайных величин.

По мнению Р. Миллера и Е. Гольдберга (Miller, Goldberg, 1955), частотное распределение некоторого элемента постулируется как функция следующих независимых факторов: а) химической обстановки образования природных тел; б) природы и содержания эле-

мента в породе или минералах; в) значения геологического времени; г) обратимости или необратимости химических реакций.

Функция вероятностного распределения является приближенным представлением стохастического закона распределения изучаемого явления, если только по тем или иным соображениям такой закон существует.

С этой точки зрения кривая распределения плотностей вероятностей случайных величин как моделей содержаний минералов или концентраций элементов в горной породе, выведенная на основании большого количества данных, может дать нам приближенное распределение любого ряда наблюдений — конечного или бесконечного. Всякий раз, когда мы можем предполагать существование бесконечной совокупности с определенным распределением в ней изучаемого аргумента, распределение это будет законом, которому подчинено изучаемое явление и которой мы стремимся найти по некоторому более или менее ограниченному ряду наблюдений, дающему нам эмпирическое распределение аргументов.

Функция вероятностного распределения случайных величин — формальных аналогов концентраций химического элемента — может определенным образом отражать поведение элемента в ходе образования горной породы, несет в себе признаки условий, в которых происходила фиксация элемента, и по сути может являться не только качественной характеристикой, но и методом научного прогноза.

А. Е. Ферсман указывал (1937), что сочетание минералов, образованных из определенных ассоциаций химических элементов при данной термодинамической обстановке, определенно и независимо от генетических путей их образования. Это является основанием для использования при описании природных распределений химических элементов определенных математических моделей, позволяющих изучать с позиций меры и числа соответствующие геохимические процессы.

Кривая, выравнивающая данное распределение, может быть найдена бесконечным числом способов, но должна удовлетворять некоторым общим условиям:

1. Кривая распределения должна быть по возможности теоретически обоснована, т. е. опираться на те или иные стохастические схемы, по которым может происходить изучаемое явление. Если, например, изучаемый аргумент можно считать случайной величиной, представляющей сумму многих случайных, независимых друг от друга величин, то распределение его будет следовать нормальному закону. Если изучаемое явление заключается в появлении некоторого события, сохраняющего для всех наблюдений одну и ту же малую вероятность, то распределение его может быть подчинено закону Пуассона.

2. Кривая распределения должна иметь возможно более простое уравнение.

3. Уравнение кривой должно заключать возможно меньшее число параметров, числовая фиксация которых определяет кривую.

Какому же закону подчиняется распределение концентраций химических элементов в минералах и горных породах? К настоящему времени не существует однозначного ответа на этот вопрос.

Решение проблемы сейчас ведется различными исследователями в основном в двух направлениях: 1) создание стохастических моделей геологического процесса, основываясь на определенных физико-химических и термодинамических условиях; 2) подбор интерполяционных кривых, наиболее близко описывающих эмпирические данные, с целью получения наиболее точных значений параметров, которым придается определенный геологический смысл.

Кратко охарактеризуем основные математические модели, которые применяются для описания природных распределений минералов, химических элементов и физических свойств.

Нормальное распределение Ляпунова-Гаусса. До недавнего времени этот вид распределения для решения различных вопросов в геологии имел исключительное значение (выведение кларков по разным типам пород, подсчет запасов и пр.).

Нормальный характер распределения принимался исследователями как аксиома, поскольку считалось, что нормальный гауссовский закон является основным законом природы.

В настоящее время этот закон в ряде случаев используется для описания распределений отдельных элементов в минералах и горных породах. Нормальный закон вообще является весьма распространенной моделью распределения случайных величин и наблюдается всякий раз, когда варьирование рассматриваемой величины происходит под действием большого числа суммирующихся друг с другом, почти независимых и малых по сравнению со всей суммой воздействий.

Плотность нормального распределения вероятностей имеет вид

$$f(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(x_i-a)^2}{2\sigma^2}},$$

где x_i — рядовые значения наблюденной величины; a — среднее значение наблюденной величины; σ — среднее квадратическое отклонение.

Область существования этой функции $(-\infty < x < +\infty)$ при всех значениях переменной $xf(x) > 0$. Функция распределения является четной $[f(-x) = f(+x)]$, следовательно, график распределения представляет собой плавную кривую, симметричную относительно центральной ординаты и асимптотически приближающуюся к оси абсцисс (рис. 3).

Среднеарифметическое значение здесь является вероятнейшим значением изучаемого признака $a = \frac{\Sigma x_i}{n}$, а величина выборочной

дисперсии $\overset{\wedge}{\sigma}^2 = \frac{\Sigma(x_i - a)^2}{n-1}$, где n — число наблюдений. Все нечетные моменты, в том числе асимметрия, в распределении равны нулю.

Значения случайной величины, следующей нормальному закону, могут изменяться непрерывно и неограниченно (от $-\infty$ до $+\infty$).

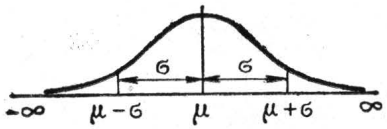


Рис. 3. Кривая плотностей вероятностей нормального распределения

Практически же почти все значения (с вероятностью 0,997) располагаются в пределах утроенного стандартного отклонения, т. е. $p\{-3\sigma < x_i - a < +3\sigma\} = 0{,}997$. Таким образом, размах кривой нормального распределения приближенно равен 6σ.

Распределение типа А. Это распределение представляет собой обобщение нормального распределения и детально рассмотрено Шарлье (Charlier, 1921). Рабочей формулой для распределения типа А служит выражение

$$y = \frac{n}{\sigma}\left[\varphi\frac{(x-x_0)}{\sigma} - \frac{\varkappa}{6}\varphi^{III}\frac{(x-x_0)}{\sigma} + \frac{\varepsilon}{24}\varphi^{IV}\frac{(x-x_0)}{\sigma} \ldots\right].$$

Кривые, представляемые этим уравнением, дают возможность показать в виде ряда распределение, которое может быть отличным от нормального, причем первый член ряда

$$\frac{1}{\sigma}\varphi\left(\frac{x-x_0}{\sigma}\right) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}}e^{-\frac{(x-x_0)^2}{2\sigma^2}}$$

представляет нормальное распределение, а следующие — поправки к нему (второй член отражает влияние косости, а третий — влияние крутизны кривой и т. п.).

Практически выравнивание по кривым типа А дает хорошие результаты, если распределение не слишком асимметрично.

Логарифмически нормальное распределение. Математическая модель логнормального распределения и условия его возникновения рассмотрены Кептейном (Kapteyn, 1903) и Крамером (1948).

Логнормальный закон имеет место, когда число действующих причин ограничено и изучаемая случайная величина x_i подвержена изменениям, пропорциональным произведению причины v_i на значение величины в момент начала действия причины h_{x-1}, т. е. $x_i - x_{i-1} = v_i h_{x-1}$. Распределение $\ln x$ в этом случае следует нормальному закону (рис. 4).

Функция плотности вероятностей логнормального распределения величины ξ выразится как

$$f_\xi(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}}e^{-\frac{(\ln x - \mu)^2}{2\sigma^2}}.$$

Кривая плотности вероятностей достигает максимума в точке $y = \mu$. Максимуму плотности вероятностей (моде) соответствует вы-

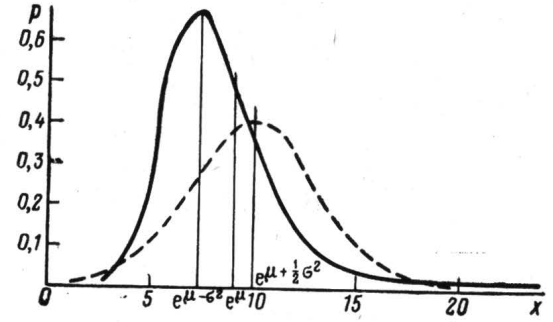


Рис. 4. Нормальная и логнормальная (пунктирная линия) кривые плотностей вероятностей

ражение $Mo = e^{\mu-\sigma^2}$. Значение $x = e^\mu$ является медианой логнормального распределения. Дисперсия

$$D_\xi = e^{2\mu+\sigma^2}(e^{\sigma^2} - 1)$$

зависит от математического ожидания. Выражения для асимметрии γ_1 и эксцесса γ_2:

$$\gamma_1 = \frac{m_3}{(D_\xi)^{3/2}} = \lambda^3 + 3\lambda;$$

$$\gamma_2 = \frac{m_4}{(D_\xi)^2} - 3 = \lambda^8 - 6\lambda^6 + 15\lambda^4 + 16\lambda^2,$$

где $\lambda^2 = (e^{\sigma^2} - 1)$.

Так как $\lambda^2 = e^{\sigma^2} - 1$ и при $\sigma^2 > 0$ $\lambda^2 > 0$, то для логнормального распределения всегда характерно наличие положительных асимметрии и эксцесса по отношению к нормальному распределению.

К распределениям, связанным с логнормальным законом, относятся также распределения типа $\Lambda(x - a_i;\ \mu,\ \sigma^2)$ и $1 - \Lambda(a - x;\ \mu,\ \sigma^2)$ (рис. 5).

Функции этого вида, объединенные под общим названием «трехпараметрических распределений», предложены Д. А. Родионовым в 1963 г. для описания статистических распределений концентраций элементов, не удовлетворяющих условиям логнормальности, когда распределение логарифмов содержаний сохраняли отчетливую положительную (Ta_2O_5 в гранитах) или отрицательную (MgO в дунитах) асимметрию.

Функция распределения вида $\Lambda(x-a;\ \mu,\ \sigma^2)$ рассматривается как сумма константы и логнормальной компоненты. Ей соответствует следующее выражение плотности вероятностей:

$$f(x)=\frac{1}{\sigma(x-a)\sqrt{2\pi}}e^{\frac{-[\ln(x-a)-\mu]^2}{2\sigma^2}},\qquad x>a.$$

Ордината кривой $f(x)$ достигает максимума в точке $x=a+e^{\mu-\sigma^2}$ и обращается в нуль в точке $x=a$.

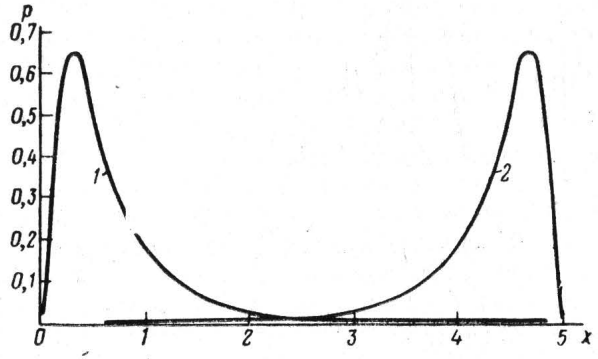


Рис. 5. Кривые плотностей вероятностей распределения:
1) $\Lambda(x-a;\ \mu,\ \sigma^2)$ и 2) $1-\Lambda[1-(a-x;\ \mu,\ \sigma^2)]$

Выражения для среднего значения и дисперсии содержаний распределенного таким образом компонента имеют вид

$$\bar{x}=a+e^{\mu+\sigma^2};$$

$$D=e^{2\mu+\sigma^2}\left(e^{\sigma^2}-1\right).$$

Функция распределения вида $1-\Lambda(a-x;\ \mu,\ \sigma^2)$ рассматривается как разность константы и логнормально распределенной компоненты

$$f(x)=\frac{1}{\sigma(a-x)\sqrt{2\pi}}e^{-\frac{[\ln(a-x)-\mu]^2}{2\sigma^2}},\qquad x<a.$$

Н. Н. Боровко в 1964 г. предложено для описания наблюдающихся природных распределений четырехпараметрическое распределение содержания химических элементов в горных породах и рудах типа $\xi=\ln\frac{x-a}{b-x}$. Подстановкой $x=\frac{x-a}{b-a}$ оно легко нормируется или приводится к виду $\xi=\ln\frac{x}{1-x}$. При этом делается допущение, что при малых x или $1-x$ ξ соответствует обычному логнормальному закону распределения. Аналогично выражение $\xi=\ln\frac{x-a}{b-x}$ при x, близких к a (или к b), будет отвечать трехпараметрическому распределению, рассмотренному выше.

Выражение $\xi=\ln\frac{x}{1-x}$ представляет собой чисто формальное преобразование, так как указанная трансформация служит для определения оценок математического ожидания и дисперсии и ничего не говорит о самой функции. Кроме того, необходимо знать нижний и верхний пределы изменения случайной величины a и b. Если они неизвестны, необходимы априорные представления о виде распределения.

При неизвестных a, b и виде распределения решение очень сложно. Оценки в общем случае можно получить методами максимального правдоподобия путем последовательных приближений.

Распределение Пуассона. Такое распределение имеет место, когда вероятность $p^{(n)}$ некоторого события для всех испытаний n одна и та же, но с увеличением n стремится к нулю так, что произведение $np^{(n)}$ сохраняет постоянное конечное значение λ (рис. 6).

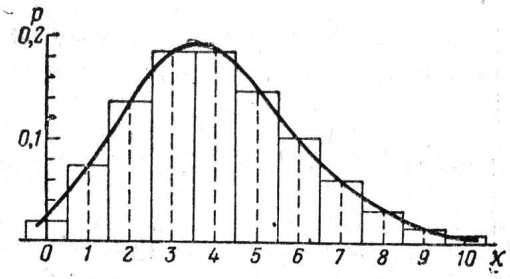


Рис. 6. Точное и асимптотическое распределение Пуассона $\lambda=4$

Распределение Пуассона дается выражением $y=\frac{m^x\ e^{-m}}{x!}$ и обладает тем свойством, что среднее значение и дисперсия равны между собой и выражаются одним и тем же числом m, которое является единственным параметром распределения Пуассона, полностью его определяющим: $\bar{x}=\sigma^2=m$.

Закон этот обладает большой общностью, хорошо объясняет события, происходящие с малой вероятностью в бесконечном интервале на плоскости, в трехмерном пространстве и вообще в многомерном пространстве (фазовом или пространстве-времени).

Распределение Пуассона в некоторых случаях (Мищенко и др., 1963, 1965) хорошо выравнивает наблюдаемые кривые, особенно при рассмотрении характера распределения акцессорных минералов в интрузивных горных породах.

Распределение Маркова. Рассмотрим следующую схему: требуется найти вероятность $p_{n,m}$ появления m белых шаров при n извлечениях из ящика, содержащего первоначально a белых и b черных шаров, при условии, что из ящика вынимается по одному шару и после каждого извлечения вынутый шар кладется обратно

в ящик вместе с a шарами того же цвета. Вероятности $p_{n,m}$ $(m=0, \bar{n})$ образуют распределение Маркова.

Этому распределению соответствует система кривых Пирсона, являющаяся наиболее широким обобщением статистических распределений. Теоретическое обоснование их дано А. А. Марковым (1924) и С. Н. Бернштейном (1935). А. Н. Колмогоровым (1941) показано, что существуют стохастические схемы, которые приводят к любой из кривых Пирсона. Благодаря работам этих и других исследователей было показано, что найденная кривая Пирсона, выравнивающая эмпирическое распределение из некоторой генеральной совокупности, может считаться приближением к определенному закону стохастического распределения генеральной совокупности.

Обобщающее дифференциальное уравнение Пирсона имеет вид

$$\frac{1}{y}\frac{dy}{dx} = -\frac{x-M}{b_0x^2+b_1x+b_2}.$$

Вид кривой определяется значениями параметров M, b_0, b_1 и b_2.

Общий интеграл приведенного уравнения можно представить равенством

$$y = y_0e^{-\varphi(x)}, \quad \text{где} \quad \varphi(x) = \int \frac{(x-M)\,dx}{b_0x^2+b_1x+b_2}.$$

Значение этого неопределенного интеграла зависит от корней уравнения $b_0x^2+b_1x+b_2=0$ и, следовательно, от его дискриминанта $D=b_1^2-4b_0b_2$, который можно записать в виде $D=b_1^2(1-\varkappa)$, вводя число $\varkappa=\frac{b_1^2}{4b_0b_2}$. Последнее называется критерием Пирсона («каппа Пирсона»). Различные значения его определяют важнейшие типы выравнивающих кривых.

Соответственно значениям $\varkappa<0$, $0<\varkappa<1$, $\varkappa>0$ Пирсон выделяет три главных типа кривых: I, IV и VI. Присоединяя дополнительные условия, можно получить переходные типы, и в окончательном виде система кривых Пирсона включает 12 типов кривых. Формы кривых Пирсона разнообразны, включают в себя как пуассоновский, так и нормальный тип, что делает их применение очень гибким. Кривые хорошо описывают наблюдаемые распределения, позволяют вычислять основные характеристики распределений (среднее арифметическое значение, моду, дисперсию, асимметрию, эксцесс), так как имеют одинаковые с эмпирическим распределением центральные моменты μ_2, μ_3, μ_4 и одинаковую площадь и среднее.

Исследования показывают (Толстой, Остафийчук, Гудименко, 1965; Остафийчук, 1967, 1968), что наблюдающиеся природные распределения в большинстве своем хорошо выравниваются кривыми типа Пирсон-I. Общим уравнением для кривых I типа является выражение

$$y = y_0\left(1+\frac{x}{d_1}\right)^{m_1}\left(1-\frac{x}{d_2}\right)^{m_2}, \quad \text{где} \quad m_1 \text{ и } m_2 > 1.$$

Все они асимметричны и ограничены размахом от $-d_1$ до d_2. Расчет параметров кривых этого типа достаточно прост и поддается программированию (рис. 7).

Некоторыми исследователями (Сафронов, 1964) для аппроксимирования статистического ряда «рассеянные запасы в функции от содержаний» использовались кривые Пирсон-III.

Таким образом, в настоящее время для описания характера распределения вещественных компонентов в природных объектах применяется довольно широкий набор вероятностных функций.

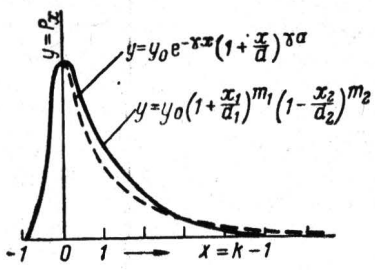


Рис. 7. Кривые Пирсона III и I типов

Однако кривая статистического распределения является приближенным представлением стохастического закона распределения. Поэтому, принимая какую-либо гипотезу относительно закона распределения, необходимо уточнять начальные посылки исследования — зависимые или независимые величины участвуют в процессе, ограничены или не ограничены они в своих изменениях.

В какой мере распределение концентраций вещественных компонент можно рассматривать как распределение случайных величин? Случайная величина характерна тем, что в процессе исследования мы не можем знать, какое значение она примет. С точки зрения физической химии появление определенных концентраций химического элемента обусловливается и подчиняется течению определенного процесса. Если в геологическом теле наблюдается пространственная зональность в распространении редкого элемента, то это означает, что заранее можно предсказать, какое значение концентрации мы можем ждать на том или ином участке. Но в рамках конкретных условий появление той или иной концентрации будет подчиняться закону случая. При этом параметры статистического распределения будут характеризовать определенную тенденцию в поведении тех или иных компонент, являющуюся отражением физико-химических и термодинамических условий, определяющих процесс кристаллизации и т. п.

Концентрации химических элементов в горных породах можно считать непрерывными переменными, поскольку, рассматривая любые два значения этих признаков, всегда можно найти третье, лежащее между ними. Но в своих значениях они ограничены, с одной стороны, нулем (в пределе), а с другой — законами изоморфной смесимости (для эндокриптных и изоморфных элементов) или стехиометрическими соотношениями (для структурообразующих элементов). Поэтому такие функции, как нормальная и логнормальная, непрерывные от $-\infty$ до $+\infty$, строго говоря, не могут

служить моделями распределения минерала в породе (m_i), элемента в минерале (a_i) или элемента в породе (x_i), хотя в отдельных случаях являются удобными для приближенного описания распределения вещественных компонент.

При кристаллизации магматического расплава в интервале определенных термодинамических условий при определенных соотношениях концентраций возникают определенные минеральные ассоциации. Распределение химического элемента в породе зависит от двух факторов: от состава минерала (или от содержания рассматриваемого компонента в минерале) и от пропорции каждого минерала в породе. Следовательно, для породы, как закономерной ассоциации минералов, распределение химического элемента выразится суммой распределений в отдельных минералах.

Если частная порода i с массой g_i содержит относительное количество m_{ij} минерала j, который в свою очередь содержит a_{ijk} элемента k, то при наличии n минералов в породе концентрация элемента k в g_i выразится как

$$x_{ik} = \frac{\sum_{j=1}^{n} g_i m_{ij} a_{ijk}}{g_i} = \sum_{j=1}^{n} m_{ij} a_{ijk}.$$

Здесь колебания a_{ijk} по i представляют все возможные значения концентраций элемента k в минерале j. Вариации m_{ij} по i выражают все возможные значения, дающие распределение пропорции минерала j в породе g_i. Если масса всей породы $G = \sum_{i=1}^{N} g_j N$ (N — количество образцов), то концентрация элемента k—x_k определится по формуле (Shaw, 1961)

$$x_k = \sum_{i=1}^{N} \sum_{j=1}^{n} m_{ij} a_{ijk}.$$

Распределение химического элемента в горной породе, таким образом, является функцией двух переменных, каждая из которых подчиняется своему закону распределения, т. е. характер статистического распределения химического элемента в минерале (a_i), элемента в породе (x_i) и минерала в породе (m_i) будет различен.

Отличия в характере распределения будут наблюдаться также при прочих равных условиях для разных химических элементов в зависимости от того, играют они роль микро- или макрокомпонентов в процессе кристаллизации.

Распределение химических элементов в минералах. Среди химических элементов, входящих в состав минералов, можно выделить две группы: структурообразующие и элементы-примеси. Элемент, входящий в первую группу, либо сам строит решетку, либо совместно с другим элементом (минералы — твердые растворы). В этом случае и второй элемент входит в формулу минерала.

Элементы второй группы не принимаются во внимание при написании формулы минерала и присутствуют в последнем в качестве примеси.

Обычно принимается, что минерал имеет постоянный состав для структурообразующего элемента. Это значит, что величина a_k (содержание элемента в минерале) должна быть постоянной (например, a_{Si} для кварца в атомных единицах принимается равной $^1/_3$). Для минералов, представляющих собой твердые растворы, это относится к сумме элементов в частном месте решетки. В этом случае близость ионных радиусов и термохимических свойств позволяет предположить, что смешанные фазы системы являются регулярными растворами. Согласно Н. Боуэну и Дж. Шейреру (1935 г.), смешанные кристаллы и расплавы системы Mg_2SiO_4—Fe_2SiO_4 (форстерит—фаялит) подчиняются законам идеальных растворов, т. е. для оливина величины a_{Mg} и a_{Fe} меняются, но $a_{(Mg-Fe)}$ примерно равно $^2/_7$.

Строго говоря, структурообразующий элемент должен обнаруживать некоторую незначительную дисперсию в содержаниях, лежащую в пределах стехиометрических соотношений, но оценить ее в настоящее время невозможно, так как дисперсия ошибок существующих методов анализа во много раз больше.

В условиях равновесной кристаллизации распределение этих элементов должно обнаруживать большую однородность и хорошо описываться статистической функцией типа гауссовой.

Для случая изоморфных элементов, образующих твердые растворы, это относится к сумме элементов. Распределения каждого из них будут дополнять друг друга до нормального (с данными параметрами). При этом может иметь место случай, когда один из элементов, обычно находящийся в бóльших концентрациях, будет обнаруживать слабо отрицательный сдвиг, а другой элемент, содержащийся в подчиненных концентрациях, — положительный.

Предположение о незначительных колебаниях дисперсии относится к структурообразующим элементам в минералах, характеризующихся плотной упаковкой структуры. В таких же минералах, как слюды, полевые шпаты, имеющих свободные места в решетке, дисперсия в значениях концентраций основных элементов будет гораздо большей и значимой. Здесь структурообразующие элементы могут обнаруживать более явно отрицательный сдвиг в распределении концентраций. Это следует из того, что правый предел в распределении концентраций (в сторону бóльших содержаний) для них ограничен стехиометрически, а левый (в сторону меньших концентраций) может колебаться в зависимости от количества свободных ячеек в решетке и концентрации присутствующих изоморфных примесей. Так, по данным В. С. Мищенко и В. И. Орса (1965), распределение калия в биотитах характеризуется отрицательной асимметрией. По нашим данным, калий в микроклинах также обнаруживает отрицательный сдвиг, естест-

венно, в меньшей степени, чем в предыдущем случае, в то время как распределение изоморфно замещающего его натрия характеризуется положительной асимметрией.

Ниже приводятся результаты проверки гипотезы о согласованности распределений содержаний калия и натрия в микроклинах с нормальным законом с альтернативой логнормального распределения при помощи критерия χ^2 (табл. 2—5, рис. 8). Результаты

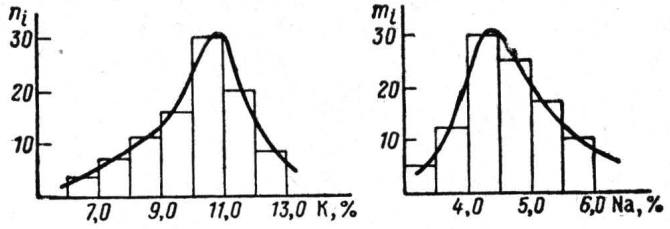


Рис. 8. Распределение концентраций калия и натрия в микроклинах

проверки свидетельствуют о хорошей согласованности распределения Na с логнормальным законом, тогда как для распределения калия результаты отрицательны.

Таблица 2

Результаты проверки гипотезы нормального распределения содержаний калия в калиевых полевых шпатах

Границы интервалов, вес. %	6—7	7—8	8—9	9—10	10—11	11—12	12—13
Частоты n_i	3	5	7	10	18	12	5
Теоретические частоты N_i	1,80	4,53	9,62	15,04	13,06	9,62	6,33
$\frac{(n_i-N_i)^2}{N_i}$	0,80	0,05	0,71	1,67	1,92	0,60	0,31

$n = 60$; $\chi^2_н = 6,06$; $\chi^2_{5\%} = 9,5\%$ при четырех степенях свободы.

Распределение элементов-примесей в минералах отличается от распределения структурообразующих элементов прежде всего гораздо большими дисперсиями. Кроме того, при изучении характера распределения необходимо учитывать форму нахождения элемента-примеси, так как не безразлично, обязано ли его присутствие в минерале процессам поверхностной адсорбции, окклюзии или изоморфизму.

Результаты проверки гипотезы логнормального распределения содержаний калия в калиевых полевых шпатах

Границы интервалов, вес. %	6,31—7,08	7,08—7,94	7,94—8,91	8,91—10,00	10,00—11,21	11,21—12,58	12,58—14,12
Логарифмы границ интервалов	0,80—0,85	0,85—0,90	0,90—0,95	0,95—1,00	1,00—1,05	1,05—1,10	1,10—1,15
Частоты n_i	3	5	7	10	19	14	2
Теоретические частоты N_i	1,46	4,14	9,67	15,72	13,7	9,67	5,62
$\frac{(n_i-N_i)^2}{N_i}$	1,62	0,18	0,74	2,10	2,03	1,94	2,31

$n = 60$; $\chi^2_н = 10,92$; $\chi^2_{5\%} = 9,5$ при четырех степенях свободы.

Таблица 4

Результаты проверки гипотезы нормального распределения содержаний натрия в калиевых полевых шпатах

Границы интервалов, вес. %	2,0—2,5	2,5—3,0	3,0—3,5	3,5—4,0	4,0—4,5	4,5—5,0
Частоты n_i	2	5	12	10	7	4
Теоретические частоты N_i	6,35	8,48	10,34	8,48	4,41	1,94
$\frac{(n_i-N_i)^2}{N_i}$	2,98	1,43	0,26	0,27	1,52	2,18

$n = 40$; $\chi^2_н = 8,64$; $\chi^2_{5\%} = 7,8$ при трех степенях свободы.

Характер распределения элементов-примесей в минералах пород может дать дополнительные данные об особенностях и условиях образования минералов и, следовательно, пород, поскольку константа распределения микропримеси при росте кристалла является функцией температуры, давления, условий кристаллизации скорость роста, степень перекристаллизации), но не концентрации микроэлементов, так как она очень мала, и по той же причине не зависит от присутствия других примесей в растворе (расплаве).

Существует два предельных закона распределения примесей в кристалле.

Таблица 5

Результаты проверки гипотезы логнормального распределения содержаний натрия в калиевых полевых шпатах

Границы интервалов, вес. %	2,24—2,92	2,82—3,16	3,16—3,55	3,55—3,98	3,98—4,47	4,47—5,01
Логарифмы границ интервалов	0,35—0,45	0,45—0,50	0,50—0,55	0,55—0,60	0,60—0,65	0,65—0,70
Частоты n_i	3	5	11	10	7	4
Теоретические частоты N_i	3,41	6,52	10,07	10,07	6,52	3,41
$\frac{(n_i-N_i)_2}{N_i}$	0,05	0,36	0,08	0,00	0,04	0,10

$n = 40$; $\chi^2_{н} = 0{,}62$; $\chi^2_{5\%} = 7{,}8$ при трех степенях свободы.

1. *Закон Хлопина* представляет собой приложение к данному явлению закона Бертло-Нернста (Berthelot-Nernst) о распределении вещества между двумя несмешивающимися жидкостями и отражает такое распределение микрокомпонента между кристаллами и раствором, при котором отношение концентраций микрокомпонента в кристаллах и в растворе во все время кристаллизации остается постоянным. Закон Хлопина записывается в виде уравнения

$$\frac{xS_1}{m} = K\frac{(1-x)S_0}{q},$$

где x — количество примеси в кристалле; m — количество твердой фазы; $(1-x)$ — количество примеси в растворе; q — количество жидкой фазы; S_1, S_0 — удельные веса соответственно твердой и жидкой фаз; K — константа распределения.

Закон характеризует распределение примеси в таких случаях, когда между выделившимися кристаллами и раствором (расплавом) устанавливается истинное равновесие, что приводит к равномерному распределению примеси по всему объему кристалла.

2. *Логарифмический закон распределения примеси в кристаллах, выведенный Дернером и Хоскинсом* (Doerner, Hoskins, 1925), характеризует распределение микроэлемента при отсутствии истинного равновесия между выделившимися кристаллами и раствором (расплавом). В этом случае распределение элементов-примесей в кристаллах неравномерно, содержание примеси нарастает или

убывает от центра к периферии. Аналитически закон Дернера — Хоскинса характеризуется следующим логарифмическим уравнением:

$$\lg\frac{x}{a} = \lambda\lg\frac{y}{b},$$

где x — концентрация примеси в растворе после кристаллизации; a — концентрация примеси до кристаллизации; y — концентрация микрокомпонента в растворе после кристаллизации; b — то же, до кристаллизации; λ — константа распределения.

Логарифмический закон распределения соблюдается, когда кристаллы медленно растут из раствора с постоянной степенью пересыщения.

Существующие в настоящее время представления о процессах кристаллизации природных систем, как уже указывалось выше, основываются на закономерностях и предположениях о равновесности природных процессов и систем. Однако, как замечает В. А. Николаев (1955), процессы минералообразования, как и всякие естественные процессы, не только не удовлетворяют требованиям строгой термодинамической равновесности, но и нередко идут с резко выраженной необратимостью.

Истинное равновесие между минералами и расплавом в течение периода его кристаллизации может устанавливаться только для тех элементов, концентрация (химический потенциал) которых остается все время примерно постоянным, или в тех случаях, когда период роста отдельных кристаллов сравнительно короток (одна генерация). При этом концентрация элемента-примеси в жидкой фазе должна изменяться незначительно в течение роста кристалла. В этом случае будет достигаться гомогенное распределение микропримеси в кристаллах минерала, отвечающее закону Хлопина и соответствующее статистической функции Гаусса.

Примером может служить исключительно однородное распределение галлия в минералах интрузивных пород, для которого коэффициент разделения между минералами при кристаллизации, по данным Вагера и Митчелла (Wager, Mitchell, 1951), не изменяется. Гомогенность в распределении микропримеси может достигаться также в результате перекристаллизации минералов в твердом состоянии. Это явление подтверждено многочисленными экспериментами О. Гана (1947).

Ряд минералов в ходе магматического процесса испытывает неоднократную перекристаллизацию, сопровождающуюся автолизией, вследствие чего может устанавливаться однородное распределение элементов-примесей в минеральных генерациях, подвергавшихся перекристаллизации. Кретцем (Kretz, 1960, 1961) и Мюллером (Mueller, 1960) показано, что для минералов из гренвилльской серии, испытывавших перекристаллизацию, распределение элементов-примесей следует закону Бертло-Нернста — статистически нормальному закону. Для большинства же элементов-

примесей имеет место медленная кристаллизация из расплава при постоянной степени пересыщения.

Для многих редких и рассеянных элементов (TR, U, Rb, Be и др.) является твердо установленным факт накопления в течение процесса кристаллизации, для некоторых (Zn, Sc) — убывания. Поэтому для минералов, формирование которых происходит в течение нескольких этапов кристаллизации, распределение элементов-примесей может быть логнормальным, следуя закону Дернера — Хоскинса.

Распределения, хорошо соответствующие логнормальному закону или близкие к нему, очень часто наблюдаются при исследовании распределения микрокомпонент в мономинералах.

Однако, как справедливо отмечает Макинтайр (Mcintire, 1963), в природных системах как чисто гомогенное (нормальное), так и чисто логарифмическое распределения наблюдаются не так часто. В любой системе, где кристаллы растут из жидкой фазы, распределение микропримеси должно находиться между этими граничными случаями. По-видимому, существует некоторая тенденция к установлению равновесия между внутренней частью кристалла и расплавом, так что не будет наблюдаться прямого соответствия логнормальному закону. В то же время при кристаллизации редко возникают условия для установления истинного равновесия, так что не будет подтверждаться и закон гомогенности (Хлопина).

Таблица 6

Результаты проверки гипотезы о виде распределения содержаний свинца в калиевых полевых шпатах

Границы интервалов, г/т	0,0—1,0	1,0—2,0	2,0—3,9	3,9—15,8	15,8—31,6	31,6—63,0	63,0—126,0	126,0—200,0
Логарифмы границ интервалов	0,000—0,300	0,300—0,600	0,600—0,900	0,900—1,200	1,200—1,500	1,500—1,800	1,800—2,100	2,100—2,300
Частоты n_i	2	3	8	16	22	20	7	1
Теоретические частоты для логнормального распределения N_{i_1}	2,6	5,0	9,6	15,4	20,1	16,0	7,0	3,6
Теоретические частоты для нормального распределения N_{i_2}	0,6	3,0	9,6	18,4	22,1	16,0	7,0	1,6

В тех случаях, когда элемент-примесь тесно связан в силу близости кристаллохимических и других свойств со структурообразующим элементом, он может наследовать распределение последнего. Так, например, распределение свинца в калиевых полевых шпатах, как и калия, с которым он тесно связан, часто следует нормальному закону. Примером могут служить данные табл. 6. Исходные значения в ней по распределению Pb заимствованы из работы Д. А. Родионова (1964).

По Д. А. Родионову, для принятия гипотезы логнормальности приходится понизить уровень значимости до 1%, так как $\chi^2_н = 4{,}20$, а при $q = 5\%$ $\chi^2_{5\%} = 3{,}8$, т. е. гипотеза отвергается. При предположении же нормального характера распределения свинца $\chi^2_н = 1{,}37$ при том же числе степеней свободы. Таким образом, здесь распределение свинца в калишпатах показывает лучшее соответствие нормальному распределению.

Распределение микропримесей в минералах жильных образований, гидротермалитов и метасоматитов должно носить несколько иной характер. В условиях этих систем существует градиент температуры, происходит обмен веществ и идут химические реакции, связанные с теплообменом и обменом вещества. Система в отношении микрокомпонента в этих условиях может считаться открытой. Рост кристаллов может рассматриваться как процесс, имеющий конечную скорость, т. е. неравновесный.

Возможны две ситуации: 1) химический потенциал выравнивается при образовании кристаллов во всех частях раствора и не выравнивается в кристаллах, что соответствует распределению микрокомпонента по логнормальному закону Дернера — Хоскинса, 2) более неравновесный случай, когда химический потенциал не успевает выравниваться не только в кристаллах, но и в растворе, т. е. существует градиент концентрации в растворе. Модель стохастического распределения для этого случая не установлена, распределение носит экспоненциальный характер, кривые плотностей вероятности обладают резкой положительной косостью, логарифмическое преобразование не приводит функцию распределения к нормальной.

В качестве примера можно привести распределение Fe, Co, Mn в акцессорных магнетитах одного из гранитоидных массивов Северного Казахстана и в рудных магнетитах из связанного с этим массивом железорудного проявления. Распределение железа в обоих случаях близко к симметричному, что является характерным для основного структурообразующего компонента. Распределение же примесей в первом случае носит логнормальный характер, во втором случае асимметрия кривой распределения концентраций для кобальта и марганца не соответствует логнормальному распределению.

Трудно представить себе кристаллизацию акцессорного магнетита в условиях истинного равновесия, он вряд ли является

одноактным образованием. Часть его выделяется на первых стадиях кристаллизации, часть — при перекристаллизации темноцветов по плоскостям спайности, в результате опацитизации и пр. Кристаллы, сформировавшиеся в разное время, естественно, будут отличаться по содержанию примесей, так что в целом для акцессорных магнетитов породы будет характерен логарифмический закон распределения элементов-примесей.

Второму случаю (формированию рудного магнетита), очевидно, соответствует рассмотренный выше тип распределения с существенной положительной косостью, обусловленной наличием градиента концентрации в растворе.

Таким образом, суммируя, можно сказать, что характер статистического распределения концентраций химических элементов в минералах может быть различным. Наблюдаются кривые распределения как симметричные, близкие к нормальному закону, так и с положительной косостью, соответствующие логнормальному распределению и не соответствующие ему, а также с отрицательной косостью.

Поскольку характер статистического распределения элементов-примесей в минералах отражает в известной мере условия их формирования (равновесно или неравновесно протекал процесс кристаллизации, выделялся минерал на коротком промежутке или на всем протяжении процесса кристаллизации и т. п.), то, изучая характер распределения элементов-примесей и опираясь на известные законы распределения, можно решать обратную задачу — в основных чертах восстанавливать способ образования того или иного минерала.

Такой подход был осуществлен Холландом и Калпом (Holland, Kulp, 1949) в теоретической дискуссии по распределению элементов-примесей в пегматитах. Н. Г. Сретенской (1963) на основании изучения характера распределения микропримесей в микроклинах пегматитов решался вопрос о генезисе последних. Макинтайр (Mcintire, 1963) предлагает использовать различие в характере распределения элементов-примесей в минералах в качестве геологических термометров для выяснения степени метаморфизма метаморфических серий пород и т. д.

Распределение химических элементов в интрузивных породах. Характер стохастического распределения химических элементов в горной породе отличен от распределения в минерале, поскольку соответствующая функция статистического распределения элемента является суммарной и зависит от функций распределения исследуемого компонента в слагающих породу минералах. Распределение будет сохранять нормальный или логнормальный вид только в том случае, когда концентрации элемента в минералах породы соотносятся определенным образом. При этом так же, как и в минералах, наблюдаются определенные отличия в распределении породообразующих элементов и элементов-примесей.

Стохастический характер распределения породообразующих компонентов отражает поведение их концентрации при кристаллизации. Так, концентрация различных окислов в расплаве в ходе кристаллизации сильно изменяется и часто направленно (процесс идет обычно в сторону увеличения щелочности). С развитием процесса в остаточном расплаве возрастает концентрация кремнекислоты, калия, убывает концентрация кальция, магния и др. Это выражается в неравномерном (по весу) распределении вещественных компонент между минералами породы.

Концентрация SiO_2 определяется существованием главных породообразующих минералов. В табл. 7 приводится распределение SiO_2 по породообразующим минералам пород массивов — представителей двух петрохимических типов гранитоидных пород — тоналитов и лейкократовых гранитов Северного Казахстана. Из табл. 7 следует, что кремнекислота входит в состав всех породообразующих минералов и в максимальных концентрациях — в состав кварца. Такое распределение SiO_2 по минералам, составляющим породу, когда основная масса компонента связывается с минералом, в котором он содержится в максимальных концентрациях, т. е. минерал-концентратор является и минералом-носителем, обусловливает соответствующий вид статистического распределения плотностей вероятности — распределение с отрицательным сдвигом.

Отрицательная асимметрия в распределении SiO_2 была отмечена также Л. Х. Аренсом в гранитах и долеритах формации Карру, Л. Х. Аренсом и Хаттори в гранитоидных породах Японии. CaO почти полностью удаляется из расплава в течение первого этапа кристаллизации при образовании плагиоклаза. Некоторое количество его используется при образовании темноцветных минералов в основных разностях гранитоидов. В самом конце процесса кристаллизации CaO участвует при образовании акцессорных апатита и др.

Из табл. 7 видно, что основная масса CaO в более основных гранитоидах связывается с плагиоклазами (30%), темноцветными (50—51%) и акцессорными минералами — сфеном, апатитом (около 20%), т. е. в сопоставимых соотношениях распределяется между основными породообразующими минералами. В лейкократовых же гранитах основная масса извести связывается с плагиоклазами (53%), меньше — с акцессорными минералами — апатитом, флюоритом (28%).

Такое распределение концентраций извести по минералам (невысокие содержания в плагиоклазах при большой частоте встречаемости последних, повышенные концентрации в апатите, флюорите при их ничтожном содержании) определяет асимметричное распределение концентраций по породе с положительным сдвигом, величина которого зависит от соотношения CaO в слагающих породу минералах и тем больше, чем больше разделение по

Таблица 7

Распределение породообразующих окислов по минералам гранитоидов

Массив, порода	Окислы		Кварц	Плагиоклаз	Калиевый полевой шпат	Роговая обманка	Биотит	Акцессорные минералы (рудный, сфен, апатит и др.)
Аккудукский массив, гранодиорит		При содержании минерала в породе, %	10—20	50—60	5—10	12—16	5—7	0,5—2,5
	SiO_2	а	100	65,3	61,5	42,5	30	30
		б	0,150	0,324	0,046	0,060	0,018	0,004
		в	13,3	62,3	8,8	11,3	3,4	0,8
	CaO	а	—	1,7	0,5—0,7	8,9—11,7	1,5	30—37
		б	—	0,0148	0,0004	0,0144	0,0018	0,0056
		в	—	30,6	1,3	46,5	6	17,6
	MgO	а	—	до 0,1	0,10—0,20	7,6—13,9	8,1—9	0,03
		б	—	0,0005	0,0008	0,0150	0,0042	—
		в	—	2,4	3,8	71,4	20	—
	$[Fe_2O_3 + FeO]$	а	—	0,1—0,2	0,43	14,8—15,4	22—23	1,2—1,6
		б	—	0,0005	0,0002	0,0213	0,0138	0,0001
		в	—	11	0,4	46,4	30	0,2 (22)
	Na_2O	а	—	5,1—7	1—2	1,81	0,5—0,8	0,19
		б	—	0,0330	0,0008	0,0025	0,0004	0,0001
		в	—	89,9	2,2	6,8	1,1	1
	K_2O	а	—	3,1	11,12	0,99—1,38	2—5	0,15
		б	—	0,0171	0,0058	0,0017	0,0018	—
		в	—	64,7	22	6,4	6,8	—

Продолжение табл. 7

Массив, порода	Окислы		Кварц	Плагиоклаз	Калиевый полевой шпат	Роговая обманка	Биотит	Акцессорные минералы (рудный, сфен, апатит и др.)
Карабулакский массив, лейкократовый гранит		При содержании минерала в породе, %	30—40	30—35	30—35	—	1—2	0,5—1,5
	SiO_2	а	100	52,8	61,5	—	30,5	30
		б	0,350	0,158	0,197	—	0,004	0,003
		в	49,2	22,2	27,7	—	0,6	0,4
	CaO	а	—	1,7	0,5—0,7	—	1—3	25,3
		б	—	0,0051	0,0016	—	0,0002	0,0027
		в	—	53,2	16,7	—	2,1	28,1
	MgO	а	—	до 0,1	0,06—0,10	—	8—9	0,03
		б	—	0,0003	0,0003	—	0,0014	66,7
		в	—	14,3	14,3	—	66,7	—
	$[Fe_2O_3 + FeO]$	а	—	0,2	0,22	—	22—23	1,2—1,6
		б	—	0,0006	0,0007	—	0,0034	0,0001
		в	—	6,1	7	—	34,6	1,0
	Na_2O	а	—	7—0	3—28	—	0,5—0,8	0,20
		б	—	0,0270	0,0105	—	0,0012	—
		в	—	69,2	27,2	—	3,1	—
	K_2O	а	—	3,1	12,7	—	3—6	0,20
		б	—	0,0093	0,0406	—	0,0006	—
		в	—	18,2	80,4		1,2	—

а — содержание окисла в минерале в вес. %; б — количество окисла в пересчете на 1 *г* породы в *г*; в — процент окисла, приходящийся на данный минерал. В скобках приведены данные, относящиеся к доле акцессорных минералов в магнетите.

минералам (чем с меньшим числом минералов связывается компонент) и чем сильнее разнятся концентрации.

Fe_2O_3, FeO и MgO участвуют в образовании биотита, роговой обманки и рудных минералов — магнетита, титаномагнетита и т. п. (см. табл. 7). Сочетание относительно низких концентраций этих компонентов в темноцветных минералах (при повышенном содержании последних относительно рудных) с большими концентрациями в собственных минералах (рудных) определяет положительную асимметрию распределения концетраций этих окислов.

Поведение щелочей в течение процесса кристаллизации гранитоидов различно: содержание Na_2O постепенно понижается, в то время как K_2O сравнительно быстро возрастает. Почти вся масса Na_2O в гранитоидах связывается с полевыми шпатами (92% для тоналитов и 96% для лейкократовых гранитов). На начальном этапе кристаллизации Na_2O входит изоморфно в состав плагиоклазов, затем основная масса его расходуется на образование альбита, а некоторые количества фиксируются в изоморфной форме в калишпате. Поэтому вхождение Na_2O в широкий класс минералов — полевые шпаты, которые в больших концентрациях выделяются в течение всего периода кристаллизации, и в незначительном количестве в темноцветные минералы обусловливает симметричный характер статистического распределения концентраций.

K_2O при концентрации гранитоидного расплава на ранних этапах входит изоморфно в состав плагиоклазов, а затем расходуется на образование ортоклаза, микроклина и биотита. Из данных табл. 7 отчетливо видно, что для K_2O (как и SiO_2) минералы-концентраторы (полевые шпаты) являются в то же время минералами-носителями. Но если в тоналитах 65% K_2O связано с плагиоклазом и 22% с калишпатом, то в лейкократовых гранитах на долю калишпата (микроклина) приходится 80% K_2O. Содержание K_2O с ходом процесса растет. Вместе с тем относительно более низкие концентрации в плагиоклазах и биотите вызывают появление левого сдвига в распределении плотностей вероятностей. Отрицательная асимметрия в распределении калия должна проявляться более четко в хорошо дифференцированных интрузиях. Необходимо отметить аналогию в статистическом поведении SiO_2 и K_2O, что объясняется тем, что в процессе дифференциации происходит накопление обоих компонентов.

Таким образом, распределение петрогенных элементов гранитоидных породах различно и определяется ходом кристаллизации, последовательностью выделения определенных минералов и распределением элементов между ними.

Редкие и рассеянные элементы в гранитоидных породах также характеризуются разнообразием статистических распределений.

Элементы-примеси, обладающие в основном литофильными свойствами, кристаллохимически и геохимически близкие к породообразующим элементам, могут наследовать статистическое распределение последних. Эта точка зрения высказывалась и обсуждалась Обри еще в 1956 г. (Aubrey, 1956).

Если элемент рассеян во всех минералах примерно в равных пропорциях, без преимущественного накопления его в одном из минералов, распределение концентраций его следует ожидать приближенно нормальным. Это значит, что в отношении данного компонента процесс кристаллизации шел равновесно, т. е. химический потенциал сохранялся постоянным в разных частях расплава и на всем протяжении кристаллизации. Такое распределение характерно для галлия и других рассеянных элементов.

Распределения редких элементов, концентрирующихся в основном в акцессорных и рудных минералах, обнаруживают положительную асимметрию. Характерными носителями этих элементов являются породообразующие минералы (полевые шпаты, темноцветные минералы), в которых они содержатся в виде примесей, что обусловливает появление максимума на кривой распределения плотностей вероятностей; правая же асимметрия вызвана влиянием минералов-концентраторов, содержащихся в незначительных количествах. Распределения такого типа свойственны Cu, Co, Zr, Nb, Ta и другим элементам.

Одним из наиболее существенных свойств стохастического распределения элементов является то, что оно отражает поведение их в процессе кристаллизации. При этом необходимо помнить, что геологический и геохимический анализы стохастических схем распределения химических элементов в породах и минералах возможны только с привлечением термодинамических и физико-химических законов и данных геохимии исследуемых элементов.

Исключительно интересными в этом направлении являются работы И. Д. Рябчикова (1960, 1965), в которых рассмотрено поведение изоморфных примесей при кристаллизации многокомпонентных растворов и расплавов. Статистическое поведение элемента определяется процессом разделения его в ходе фракционной кристаллизации, изменением коэффициента распределения в кристаллических фазах.

Величины коэффициентов распределения зависят как от свойств элемента-примеси и замещаемого главного элемента (элемента-хозяина), так и от структуры кристаллов, от состава твердой и жидкой фаз, от температуры и других интенсивных термодинамических параметров.

Все кристаллические фазы, вместе взятые, ведут себя в отношении микрокомпонента в случае фракционной кристаллизации как одна фаза с коэффициентом распределения $k = \sum_{i=1}^{i=h} \frac{dM_i^c}{dM^C} k_i$,

где dM_i^c — приращение величины массы i-той кристаллической фазы за бесконечно малый промежуток времени; dM^C — приращение общей массы кристаллов за бесконечно малый промежуток

времени; k_i — коэффициент распределения между расплавом и фазой i.

Средняя концентрация в смеси твердых фаз (в горной породе) определяется выражением

$$c^E = \sum_{i=1}^{i=h} \frac{dM_i^c}{dM^c} c_i^E = KC^L .$$

Распределение элемента между кристаллическими фазами и расплавом в процессе кристаллизации выражается уравнением [Рябчиков, 1965]

$$\frac{d \ln C^E}{dM^C} = \frac{1 - K - \frac{dM}{dM^C} + \frac{K}{C^E}\frac{dm}{dM^C} + \frac{M^L}{K}\frac{dK}{dM^C}}{M^L}.$$

Вследствие того, что в ходе фракционной кристаллизации ранее выпавшие кристаллы не взаимодействуют с остаточным раствором или расплавом, последнее уравнение описывает не только изменение концентрации микрокомпонентов на поверхности твердых фаз в ходе процесса кристаллизации, но и распределение этих концентраций в пространстве закристаллизованного тела после завершения процесса (если, конечно, процесс кристаллизации не носит мозаичный характер).

В ходе кристаллизации гранитной магмы, состав которой близок к эвтектике, состав расплава, состав минералов, пропорции, в которых последние выделяются из расплавов, прекращение выделения одних минеральных фаз и начало кристаллизации других (вследствие реакционных взаимоотношений между ними) варьируют незначительно, и комбинированные коэффициенты распределения должны оставаться приблизительно постоянными, что выражается в монотонном изменении концентраций в процессе кристаллизации: возрастании для Si, K, убывании для Sc, Zn, Mg и др.

Приведенное уравнение не имеет в настоящее время точного решения из-за отсутствия экспериментальных данных. Однако следует предположить, что в объеме нормально закристаллизовавшегося геологического объекта распределение элемента-примеси должно подчиняться логарифмической зависимости.

При изменениях горных пород происходит усложнение характера распределения. Как уже указывалось выше, метасоматически измененные породы можно рассматривать как неравновесные переходные ассоциации. Они характеризуются неравномерным распределением вещественных компонентов. Следствием этого являются отклонения стохастических распределений концентраций от нормального и логнормального видов.

Так, А. А. Беус (1961), рассматривая распределение бериллия в мусковитизированных альбитизированных гранитах с помощью

критерия χ^2, показывает принципиальные отличия особенностей его распределения, проявляющиеся в отклонении от логнормального закона. Это же наблюдается и в бериллсодержащих гранитах.

Естественно предположить, что в гибридизированных разностях гранитоидов будет наблюдаться изменение характера статистического распределения концентраций элементов как следствие изменения химического состава и структуры пород. При этом изменение статистического распределения может характеризоваться появлением как положительной, так и отрицательной асимметрии в зависимости от того, явления привноса или выноса свойственны процессу.

Приведенные данные позволяют предположить, что распределение элементов в минералах, сформировавшихся в конкретных, достаточно узких физико-химических условиях, по-видимому, должно приближаться к нормальному или логнормальному закону. Это же относится и к элементам, сравнительно равномерно рассеянным среди минералов пород, и прежде всего к породообразующим элементам, содержание которых в главных минералах сопоставимо, а также к элементам, изоморфно их замещающим. В других же случаях (преимущественное концентрирование в отдельных минералах, широкий диапазон изменения условий формирования минералов и пород и др.) распределение элементов в породе может отличаться от нормального и реже от логнормального законов. Это прежде всего относится к рудным и редким элементам, преимущественно концентрирующимся в рудных и акцессорных минералах пород и являющимся чуткими индикаторами условий их формирования.

Приведенные примеры демонстрируют важное генетическое значение параметров статистического распределения исследуемых геологических признаков. Среди них наибольшее значение имеют среднее арифметическое и наивероятнейшее (модальное) значение признаков, их дисперсия, среднее квадратическое отклонение (стандарт) и коэффициент вариации, а также коэффициент асимметрии.

Дисперсия, стандарт и коэффициент вариации характеризуют меру рассеяния исследуемого признака около среднего значения и в определенной мере позволяют оценить степень однородности изучаемого явления. Применительно к геохимическому исследованию они могут являться мерой устойчивости геохимического процесса. В этом смысле оценивали, например, геохимическое значение дисперсии Л. В. Таусон, Р. И. Дубов и др. (1965).

И. В. Семенов (1968), исследуя зависимости коэффициентов вариации распределения петрогенных элементов от их энергетической характеристики в вулканических породах, устанавливает, что чем более энергетически выгоден для кристаллической решетки иона-хозяина ион-примесь, тем меньше величина его коэффициента вариации распределения в породе. В связи с этим автор приписывает этому параметру свойство информативности

в отношении подвижности химических элементов и особенности их вхождения в минералы пород.

Асимметрия распределения является мерой отличия исследуемого признака от нормального распределения и отражает основные тенденции в распределении его численных частот. Применительно к распределению химических элементов коэффициент асимметрии может косвенно характеризовать специфику основных форм их нахождения в породе и особенности распределения минералов-носителей и минералов-концентраторов в последней. В. Я. Воробьев, В. А. Липская (1967) считают этот параметр одним из косвенных показателей однородности изучаемого распределения признаков. По мнению Р. Валиева, С. М. Утегенова (1968), знак и величина коэффициента асимметрии характеризуют термодинамическую направленность кристаллизации минералов в магматическом расплаве, меру отклонения системы раствор — минерал от равновесного состояния. Эти особенности рассматриваемых параметров позволили Ю. П. Трошину, Б. П. Белову и др. (1966), исходя из законов кристаллизации, выразить эффективный коэффициент распределения элементов-примесей (k) через оценки асимметрии (A) и дисперсии (s^2) их распределения в породах:

$$s = (k-1)^2 \quad \text{и} \quad A = -2(k-1)^3,$$

откуда $k = 1 - \frac{A}{2s^2}$.

В связи с этим по величине k авторы, а также К. М. Муканов, С. М. Утегенов (1968) и др. предлагают судить о характере процесса кристаллизации. Так, при $k=1$ система твердая — жидкая магматические фазы находится в равновесии и распределение элементов-примесей во всех частях системы равномерно. При $k<1$ оценка асимметрии имеет положительное значение, элемент-примесь концентрируется в жидкой фазе, а при $k>1$ оценка асимметрии отрицательна, элемент-примесь рассеивается в твердой части системы. Это позволяет, по мнению указанных исследователей, производить металлогеническую оценку исследуемых магматических образований: при $k>1$ повышается вероятность появления раннемагматических рудопроявлений, при $k<1$ — позднемагматических.

Подводя итоги рассмотрению приведеных общих особенностей распределения химических элементов в изверженных горных породах, следует отметить следующее:

1. Изверженные горные породы представляют собой достаточно сложные многокомпонентные системы, образующиеся в определенных физико-химических и структурно-тектонических условиях, причем их химический и минеральный состав может испытывать значительные колебания при изменении этих условий и проявлении метасоматоза и гибридизма.

2. Распределение химических элементов в породах определяется их долевым участием в составе минералов, слагающих тот или иной тип пород, распределением в них минералов (особенно минералов-концентраторов элементов) и регулируется законами кристаллохимии, изоморфизма и термодинамики. Являясь чувствительным индикатором условий формирования пород, распределение химических элементов фиксирует особенности их первоначального состава, генезиса и последующих изменений.

3. Принимая во внимание стохастический характер распределения в горных породах химических элементов, наиболее приемлемыми методами их изучения следует считать методы статистического анализа.

4. Количественные особенности распределения химических элементов, выраженные в соответствующих статистических параметрах и функциях, являются объективной мерой генетических закономерностей поведения и фиксации в породах элементов и в связи с этим могут быть с успехом использованы при решении различных геологических и геохимических задач.

II. ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД КРЫККУДУКСКОГО КОМПЛЕКСА И СТАТИСТИЧЕСКИЕ ЗАКОНО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ В НИХ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Для пород крыккудукского интрузивного комплекса устанавливается следующая последовательность образования: 1) гранодиориты, тоналиты; 2) лейкократовые граниты; 3) аплиты, аплитовидные граниты; 4) диорит-порфириты, гранит-порфиры, спессартиты. В качестве объектов исследований были выбраны семь интрузивных массивов — представителей различных фаз рассматриваемого комплекса: Крыккудукский, Аккудукский, Ащикольский, Западно-Атансорский (главная фаза внедрения), Черняховский массив, Кольцевая интрузия (дополнительная фаза).

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД

Массивы главной интрузивной фазы крыккудукского комплекса, особенно Крыккудукский массив, изучались в разное время Ю. А. Билибиным, И. И. Волчек, Р. Э. Квятковским, В. И. Гоньшаковой, В. С. Коптевым-Дворниковым, М. А. Абдулкабировой, В. И. Бартошевским.

Массивы в плане имеют вытянутую в субмеридиональном направлении форму согласно простиранию главных структур вмещающих эффузивно-осадочных толщ ордовика. Крыккудукский интрузив протягивается почти на 75 *км* от оз. Атансор на севере до оз. Жарсор на юге. Аккудукский массив, протягивающийся на 13 *км* при максимальной ширине 5—6 *км*, первоначально, очевидно, образовывал единый массив с Крыккудукским, который затем был разбит на две части, сместившиеся по разрыву северо-западного простирания. Ащикольский массив располагается западнее северной оконечности Крыккудукского плутона и имеет небольшие размеры. Западно-Атансорский интрузив находится к западу от оз. Атансор и представляет собой сложное магматическое тело, залегающее в общем согласно со структурой вмещающих пород и протягивающееся с юго-востока на северо-запад полосой 7×2 *км*. Северо-восточнее оз. Атансор располагается

небольшой Северо-Восточный Атансорский массив. По составу пород эти массивы однотипны и сложены гранитами, гранодиоритами, реже тоналитами и кварцевыми диоритами.

Некоторым своеобразием отличается Западно-Атансорский массив. До недавнего времени существовали различные точки зрения о принадлежности его к тому или иному комплексу. Ю. А. Билибин выделил его в самостоятельный комплекс, Н. А. Фогельман (1950) отнесла его к боровскому комплексу, наконец, В. С. Коптев-Дворников включил его в крыккудукский комплекс. В последнее время В. М. Шульга (1965) предлагает выделить особый комплекс «специализированных» интрузий — «аралаульский», параллелизуя с ним восточную часть Атансорского массива. Более обоснованно Атансорский массив (в целом) сопоставляется большинством исследователей (Гоньшакова, 1950; М. А. Жуков, 1960 г.; А. И. Семенов, 1959 г.; В. С. Коптев-Дворников, 1961 г.) с интрузивами главной фазы крыккудукского комплекса. В формировании массива важную роль играли тектонические нарушения, о чем свидетельствует положение его в сложной тектонической зоне (Атансорской) северо-западного простирания. Характерно сложное строение контактов массива, обусловленное наличием многочисленных останцов кровли среди интрузива и апофиз массива во вмещающие породы.

Сложен массив гранодиоритами, средне- и мелкозернистыми диоритами и кварцевыми диоритами, участками интенсивно калишпатизированными.

В строении массива наблюдается вертикальная зональность. Более глубокие придонные части массива характеризуются повышенной основностью и закономерным присутствием значительного количества ксенолитов вмещающих пород.

Косой денудационный срез обусловливает видимую горизонтальную зональность строения массива. Гранодиориты распространены в центральной части массива; диориты и кварцевые диориты прослеживаются в виде полосы северо-западного простирания длиной до 3,5 *км* при ширине 0,3—0,4 *км*, иногда обособливаются в виде мелких тел среди роговиков. Юго-восточный участок интрузива, по мнению Ю. А. Сергийко, представляет собой сохранившуюся апикальную часть массива. Для него характерно широкое проявление процессов наложенного щелочного метасоматоза — альбитизации и калишпатизации, развитых здесь диоритов и кварцевых диоритов.

Структурно-петрологические особенности Ащикольского массива изучались В. И. Бартошевским (1963). По его данным, массив представляет собой круто наклоненный шток, образование которого связано с внедрением магмы по каналу в юго-восточном направлении от главного крыккудукского резервуара. Первоначальная форма плутона нарушена более поздними интрузиями гранитов и еще более поздними разломами.

Минеральный состав пород рассматриваемых массивов приве-

ден в табл. 8. Структура преобладающих разновидностей пород — гранодиоритов, адамеллитов — призматическая, гипидиоморфнозернистая, неравномернозернистая.

Таблица 8

Минеральный состав пород крыккудукского интрузивного комплекса, %

Массив, порода	Кварц	Плагиоклаз	Калиевый полевой шпат	Роговая обманка	Биотит	Акцессорные минералы
Главная интрузивная фаза						
Крыккудукский массив						
Собственно интрузивная фация						
Тоналит	10—20	60—45	5—10	15—20	5—7	0,5—3,5
Адамеллит	До 30	40—45	До 30	5—10	5—7	0,5—1
Гранодиорит	20—25	40—45	15—20	до 10	7	0,5—1,5
Фация гибридных пород зоны эндоконтакта						
Кварцевый диорит	До 10	70	—	15	До 5	3—5
Аккудукский массив						
Собственно интузивная фация						
Тоналит	10—20	50—60	5—10	12—16	5—7	0,5—2,5
Гранодиорит	20—25	45—50	15—20	Около 10	5—7	1
Адамеллит	25—30	40—45	25—30	5—6	5	До 1
Фация гибридных пород зоны эндоконтакта						
Габбро-диорит	0—15	65—80	0—5	15—25	До 1	3—6
Габбро	—	50—55	—	До 30	15 (пироксен)	До 5
Ащикольский массив						
Адамеллит	25—30	40—42	15—20	7—11	2—6	До 1
Гранодиорит	20—22	60—62	6—10	1—3	1—3	До 1
Тоналит	16—20	62—67	3—7	3—8	4—7	1,5
Кварцевый диорит	14—16	60—65	2—5	5—10	7—11	0,5
То же	8—12	68—70	0,7 (пироксен)	10—14	5—7	1,5—2
»	9—10	66—69	0,5	12—17	4—6	2,5—3
Западно-Атансорский массив						
Гранодиорит	15—20	50—55	10—15	10—15	—	До 5
Кварцевый диорит	5—10	65—70	5—8	5—8	10—12 (пироксен)	3—3,5
Калишпатизированный гранит	25—27	40—43	20—25	12—15	—	0,5—0,8
Северо-Восточный Атансорский массив						
Гранит	До 20	30—35	35—40	—	3—5	До 2,5

Продолжение табл. 8

Массив, порода	Кварц	Плагиоклаз	Калиевый полевой шпат	Роговая обманка	Биотит	Акцессорные минералы
Фаза дополнительных интрузий						
Тастыкольская интрузия						
Гранит	25—28	35—36	38—39	До 3	2—5	0,5
Кольцевая интрузия						
Гранит	45—50	30—35	20	—	3—4	0,5

Плагиоклаз образует призматические и таблитчатые зерна размерами от 0,3—0,5 до 3—3,5 *мм*. Строение его чаще всего зональное, характер зональности прямой. Состав центральных частей зерен в тоналитах соответствует андезину, в адамеллитах — олигоклаз-андезину, краевых частей — олигоклазу. В зернах хорошо выражены спайность и двойникование по альбитовому закону. В плагиоклазах гранодиоритов Западно-Атансорского массива краевые части иногда плавно, а иногда резко переходят в альбит; участками по плагиоклазу развивается «шахматный» альбит, ядра плагиоклаза сильно соссюритизированы.

Кварц присутствует в виде резко ксеноморфных зерен в интерстициях других минералов, часто содержит включения темноцветов и сам нередко присутствует в «окнах» биотита и амфибола. В породах краевых частей массива кварц обладает мозаичным угасанием, к центру массива катаклаз ослабевает.

Калиевый полевой шпат обычно представлен микроклином, всегда ксеноморфен и редко обнаруживает прямолинейные очертания зерен. Часты для него незакономерные грубые срастания с кварцем и каемки вокруг кристаллов плагиоклаза. В гранодиоритах Западно-Атансорского массива калиевый полевой шпат присутствует в двух генерациях: ранней, представленной натровым ортоклазом, и более поздней, образованной микроклином. Количество его в породах непостоянно, встречается он в виде угловатых неправильной формы зерен, в виде включений и вростков в кварце, каемок вокруг плагиоклаза и прожилков, заполняющих межзерновые промежутки.

Роговая обманка образует зерна призматической формы размерами до 2 *мм* с неровными, извилистыми очертаниями или неправильной формы, зеленого или буровато-зеленого цвета до синевато-зеленоватого в адамеллитах. Часто содержит включения кварца, плагиоклаза, апатита, рудного минерала. Обнаруживает четкую амфиболовую спайность, по плоскостям которой развиваются хлорит, эпидот-цоизит, сфен, иногда биотит. При

этом биотитизация роговой обманки проявляется в тех участках, где развита микроклинизация пород.

Биотит образует удлиненные и короткочешуйчатые формы, цвет его коричневато- и зеленовато-бурый. Характерна давленость зерен, выражающаяся в изогнутости пластин, волнистом или пятнистом угасании, наличии поперечных трещин. Часто развивается по роговой обманке, иногда наблюдаются вдоль плоскостей спайности сбрасывание рудного минерала и хлоритизация.

Соотношение цветных минералов в породах сильно колеблется, но общая закономерность состоит в увеличении удельного веса (по содержанию) роговой обманки в более основных разностях пород.

Акцессорные минералы представлены в основном рудным минералом (магнетит, титаномагнетит), сфеном, апатитом, редко цирконом. Сфен встречается в ассоциации с темноцветными минералами или рудными, образуя кайму вокруг последних. В породах Ащикольского и Западно-Атансорского массивов наблюдается заметное содержание сульфидов: пирита, халькозина, кобальтсодержащего пирита и др.

Для пород массивов ниже приводятся результаты химического анализа и вычисленные по методу А. Н. Заварицкого петрохимические характеристики (табл. 9).

Из расчетов и таблиц видны основные особенности пород массивов. Величина Q положительна и колеблется в пределах 7,3—25, что позволяет классифицировать исследуемые породы как слабо пересыщенные кремнекислотой. Светлая часть в породах преобладает над цветной, величина $b : (a+c+Q) \approx 15 : 26$, что составляет около 60—80% всей породы. В составе цветной части основную роль играют магнезиально-железистые компоненты: отношение $(m'+f') : c$ лежит в пределах 5,3—10. Железо и магний находятся почти в равных количествах в более основных разностях гранитоидов, в гранитах же железо несколько преобладает над магнием (величина $f' : m'$ имеет порядок 1,3—1,8).

Параметр $a : c$ примерно равен $^1/_5$, что характеризует породы как бедные щелочами. Кроме того, значение параметра свидетельствует о среднем составе плагиоклаза. Величина параметра n (70—80) указывает на то, что натрий заметно преобладает над калием, и заставляет предполагать присутствие небольшого количества калишпата, что и наблюдается при петрографическом изучении шлифов породы.

Таким образом, породы интрузивов главной фазы крыккудукского комплекса можно в целом характеризовать как слабо пересыщенные кремнеземом, глиноземом и обогащенные известью при небольшом содержании щелочей. Данные табл. 9 свидетельствуют о том, что породы Аккудукского массива исключительно тесно параллелизуются с породами главной фазы Крыккудукского массива, отличаясь от последних только несколько большей щелоч-

Таблица 9

Химический состав гранитоидов крыккудукского комплекса

Номер пробы	Содержание окислов, вес. %												Сумма
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	П. п. п.	
I-P	57,2	0,70	17,30	2,29	5,80	0,16	3,40	6,87	3,00	1,80	0,14	0,96	99,62
X-31	56,5	0,37	16,48	2,16	6,75	0,17	2,71	7,79	3,47	1,36	0,75	1,27	99,78
II-125	58,67	0,46	16,05	0,47	6,93	0,14	4,28	7,43	3,48	1,03	0,41	0,55	99,90
X-12	60,96	0,43	15,76	1,51	5,98	0,12	3,16	6,18	2,91	1,46	0,69	0,76	99,92
15745[a]	68,12	0,57	16,37	—	6,14	0,03	0,75	2,62	3,33	1,37	0,63	0,75	100,68
I-Б	63,30	0,99	16,35	1,19	3,82	0,08	3,88	5,88	2,51	1,28	0,49	0,86	100,63
15451	60,50	0,97	14,87	4,52	3,87	0,11	2,30	7,28	3,59	1,48	0,32	0,49	100,30
II-95	52,60	0,41	19,84	1,55	5,49	0,42	4,99	10,44	2,57	0,38	0,26	1,24	100,19
15473	45,22	0,94	19,10	8,00	5,87	0,15	3,23	14,37	1,17	0,20	0,48	1,83	100,56
II-108	60,71	0,47	17,26	1,40	4,35	0,08	3,35	5,69	4,33	1,89	0,40	0,68	100,61
II-103	52,07	0,69	17,76	2,14	8,81	0,15	6,30	9,75	0,60	0,24	0,27	1,69	100,47
1	69,01	0,20	15,22	1,69	2,45	0,03	1,03	3,92	4,16	1,12	0,14	1,03	100,00
2	61,37	1,03	16,29	7,03	0,50	0,06	2,74	4,92	3,90	1,68	0,14	0,65	100,31
X-8	61,94	0,36	15,28	1,60	4,53	0,12	2,53	6,57	3,50	2,58	0,50	0,96	100,47
3326	62,76	0,91	15,84	3,67	3,06	0,07	1,85	4,70	3,39	2,74	0,31	0,77	100,07
3327	61,57	1,02	14,35	5,52	2,15	0,10	3,11	4,41	3,98	2,79	0,46	0,88	100,34
517	63,22	0,49	15,68	1,82	3,78	0,1	1,07	6,37	3,65	3,57	0,02	0,80	100,57
519	58,65	0,61	15,11	1,46	6,94	0,1	2,01	8,08	3,50	2,45	0,02	0,87	99,80
14261	63,4	0,74	14,35	3,72	2,15	0,07	1,43	4,12	4,06	3,02	0,50	1,24	98,80
II-64	65,76	0,28	15,24	1,89	2,41	0,06	2,56	4,46	3,67	2,94	0,21	1,14	100,62
II-67	62,50	0,28	16,13	1,00	2,02	0,04	2,55	8,35	4,78	1,72	0,23	0,88	100,48
II-66	64,74	0,24	15,75	1,45	3,38	0,06	1,51	4,19	4,21	3,33	0,12	1,24	100,22
II-63	72,88	0,15	12,16	1,32	2,02	0,02	0,78	1,59	1,61	5,26	0,08	1,63	99,50
II-62	60,94	0,39	16,37	2,46	2,99	0,03	2,86	5,34	4,35	2,22	0,21	2,01	100,17

Продолжение табл. 9

Номер пробы	Содержание окислов, вес. %												
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	П. п. п.	Сумма
X-10	72,76	0,14	14,33	0,15	2,21	0,05	0,80	0,10	4,29	3,21	0,69	0,77	99,47
II-91	68,24	0,22	15,40	1,10	3,17	0,07	1,36	4,00	3,55	1,59	0,05	0,74	99,49
II-92	68,75	0,32	14,93	3,27	1,18	0,63	2,19	2,38	5,28	0,20	0,68	0,47	100,28
II-83	76,02	0,04	12,86	0,00	0,78	0,00	0,18	0,76	4,20	4,25	0,00	0,6	99,71
X-2	77,26	0,02	12,30	0,00	0,89	0,01	0,09	0,45	4,14	4,26	0,36	0,70	100,48
II-81	77,23	0,00	12,51	0,61	0,13	0,00	0,27	0,78	4,29	4,39	0,03	0,31	100,54
II-82	76,26	0,00	13,73	0,00	0,53	0,00	0,16	0,67	4,30	4,61	0,23	0,16	100,65

Продолжение табл. 9

Номер пробы	Числовые характеристики по А. Н Заварицкому												
	a	*c*	*b*	*s*	*Q*	*a'*	*f'*	*m'*	*c'*	*n*	*t*	φ	$\frac{a}{c}$
I-P	9,5	7,3	15,2	68,0	9,7	—	51,8	39,2	8,9	71,6	0,9	13,6	1,3
X-31	9,9	6,5	16,8	66,8	7,3	—	52,1	28,1	19,7	79,6	0,5	11,8	1,5
II-125	9,1	6,2	17,3	67,4	10,4	—	41,2	42,5	16,2	83,9	0,5	2,4	1,5
X-12	8,7	6,4	13,9	71,0	18,2	—	51,2	39,1	9,5	75,2	0,5	9,0	1,4
15745[a]	8,9	5,0	13,6	74,5	24,2	5,0	41,1	9,1	—	78,7	0,6	—	1,8
I-Б	7,5	7,2	11,5	73,7	25,3	1,8	40,7	57,5	—	74,0	1,1	8,4	1,0
15451	10,1	4,9	15,4	69,7	14,1	—	49,0	25,3	25,7	78,8	1,3	24,8	2,0
II-95	6,5	10,8	19,0	63,8	3,7	—	38,9	47,3	13,7	91,1	0,6	7,3	0,6
15473	3,2	12,5	26,7	57,6	—3,6	—	52,0	22,3	25,7	90,5	1,4	28,2	0,2
II-108	12,2	5,5	12,7	69,6	9,3	—	43,2	44,9	11,9	77,6	0,6	9,7	2,2
II-103	1,8	11,6	23,1	63,5	11,8	—	47,3	48,8	3,8	80	1,0	8,4	0,2
1	10,9	4,7	5,5	78,8	31,2	—	67,9	30,9	1,2	85,0	0,3	27,0	2,3
2	11,2	5,5	11,8	71,6	15,2	—	55,6	39,8	4,7	77,8	1,2	51,4	2,0

Продолжение табл. 9

Номер пробы	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому												
	a	*c*	*b*	*s*	*Q*	*a'*	*f'*	*m'*	*c'*	*n*	*t*	φ	$\frac{a}{c}$
X-8	11,4	4,5	13,5	70,6	13,9	—	42,4	31,4	26,2	66,7	0,5	10,1	2,5
3326	11,7	4,9	10,2	73,2	18,1	—	60,1	31,1	9,0	65,1	1,0	31,1	2,4
517	11,6	4,5	12,4	71,2	14,8	—	41,0	22,7	3,6	68,2	0,6	11,8	2,6
519	11,1	4,5	16,7	67,5	8,5	—	43,3	20,9	3,2	68,2	0,8	7,4	2,4
II-64	12,2	4,0	9,6	74,2	20,0	—	40,6	44,7	14,7	65,2	0,4	16,8	3,0
II-67	12,8	4,2	12,7	70,3	10,8	—	21,2	33,3	34,9	81,0	0,4	6,3	3,0
3327	12,8	3,1	14,1	70,0	11,3	—	47,3	36,8	15,8	68,4	1,2	32,5	4,1
14261	13,4	3,0	10,1	73,5	17,2	—	54,2	23,8	20,5	67,3	0,8	32,4	4,5
II-66	14,0	3,5	8,6	73,8	16,2	—	54,2	29,4	18,2	66,0	0,3	14,3	4,0
II-63	10,9	1,9	5,5	81,6	39,6	22,0	53,7	24,4	—	31,9	0,2	19,5	5,7
II-62	12,9	4,7	11,8	70,6	10,7	—	43,0	41,2	15,9	75,3	0,5	18,2	2,7
X-10	13,3	0,1	8,0	78,6	30,5	56,9	26,8	16,3	—	67,0	0,2	1,6	133,0
II-91	10,3	4,8	7,0	77,8	30,3	9,7	56,3	34,0	—	77,3	0,3	13,6	2,2
II-92	11,4	2,8	10,1	75,6	25,7	22,8	43,5	29,2	—	97,7	0,3	27,3	4,1
II-83	14,9	0,8	1,1	83,2	35,8	—	64,7	29,4	5,9	59,9	—	—	18,6
X-2	14,6	0,5	1,6	83,3	36,9	37,0	50,0	12,5	—	59,5	—	—	29,2
II-81	15,0	0,5	1,6	83,0	35,4	—	41,7	29,2	29,2	59,5	—	33,3	30,0
II-82	15,3	0,8	1,2	82,6	33,9	33,3	38,9	27,8	—	58,5	—	—	19,1

Главная интрузивная фаза крыккудукского комплекса. Крыккудукский массив, собственно интрузивная фация: I-P — тоналит (М. А. Абдулкабирова, 1961 г.); X-31 — диорит (авторы, 1963 г.); **II-125 — гранодиорит** (авторы, 1963 г.); **X-12 — гранодиорит** (авторы, 1963 г.); 15745[a] — гранит (В. А. Цуканов, 1961 г.); I-Б — тоналит (В. И. Бартошевский, 1960 г.). Крыккудукский массив, породы фации эндоконтакта: 15451 — кварцевый диорит (В. А. Цуканов, 1961 г.); II-95 — диорит (авторы 1963 г.); 15473 — габбро (В. А. Цуканов, 1961 г.); II-108 — гранодиорит центральной части Аккудукского массива (авторы, 1965 г.); II-103 —габбро из зоны эндоконтакта Аккудукского массива (авторы, 1965 г.). Ащикольский массив: 1 — гранодиорит (В. И. Бартошевский и др., 1961 г.); 2 — кварцевый диорит (В. И. Бартошевский и др., 1961 г.). Западно-Атансорский массив: X-8 — гранодиорит (авторы, 1962 г.); 3326 — тоналит (В. С. Заика-Новацкий, 1961 г.); 3327 — сиенит-гранодиорит (В. С. Заика-Новацкий, 1961 г.); 517 — калишпатизированный кварцевый диорит (П. Н. Кобзарь, 1962 г.); 519 — то же; 14261 — гранодиорит-сиенит (В. С. Мищенко, 1961 г.); II-64 — гранодиорит (авторы, 1963 г.); II-67 — диорит (авторы, 1963 г.); II-66 — гранит мелкозернистый калишпатизированный (авторы, 1963 г.). Северо-Восточный Атансорский массив: II-63 — гранит из центральной части массива (авторы, 1963 г.); II-62 — среднезернистый гранит из эндоконтактной части массива (авторы, 1963 г.).

Фаза дополнительных интрузий: X-10 — порфировидный гранит Черняховского массива (авторы, 1964 г.); II-91 — порфировидный гранит Черняховского массива (авторы, 1964 г.); II-92 — серый гранит Черняховского массива (авторы, 1964 г.); II-83 — аляскитовый гранит Кольцевой интрузии (авторы, 1964 г.); X-2, II-81, II-82 — то же.

ностью (параметр a имеет величину 12,2 против 9—10 в гранодиоритах Крыккудукского массива).

Главной петрографической и генетической особенностью пород Западно-Атансорского массива является неравномерное обогащение позднемагматическим калиевым полевым шпатом. При увеличении содержания решетчатого микроклина в породе несколько понижается основность плагиоклаза, что свидетельствует о привносе наряду с калием также натрия и выносе кальция. Выносимые элементы — кальций и магний — фиксируются в минералах эпидотовой группы. По содержанию калиевого полевого шпата Ю. А. Билибин и Ю. А. Сергийко в Атансорском массиве выделяли тоналиты (до 10% калиевого шпата), адамеллиты (15—20%) и сиенит-диориты (20%). А. И. Семенов (1961) пришел к выводу, что это «фактически одни породы, подвергшиеся в разной степени калиевому метасоматозу». Некоторую «аномальность» пород отражают также данные силикатных анализов (см. табл. 9). Породы Западно-Атансорского массива по петрохимическим характеристикам отличаются от соответствующих образований главной фации Крыккудукского плутона большей щелочностью (параметр a клеблется в пределах 11—14) и меньшей железистостью. В общем по составу эти породы довольно хорошо параллелизуются с массивами крыккудукского комплекса, особенно с Ащикольским и Аккудукским.

Для массивов главной фазы крыккудукского комплекса — типичных синорогенных интрузий, обладающих большим запасом тепла и летучих компонентов, — характерны интенсивно развитые явления гибридизма во всех его стадиях.

Породы фации эндоконтакта образуют вокруг массивов и вокруг содержащихся в них ксенолитов как бы невыдержанный по ширине ореол от десятков до сотен метров. Представлены они диоритами, кварцевыми диоритами и габбро-диоритами. Для образований этого типа наиболее характерной чертой являются пестрота состава и такситовое строение, обусловленное наличием многочисленных более меланократовых участков и в различной степени переработанных ксенолитов вмещающих пород. Минеральный состав пород этой фации непостоянен (см. табл. 8).

Разности типа габбро, габбро-диоритов развиты по периферии Крыккудукского массива. Состоят они из крупных зерен роговой обманки (до 5—6 *мм*), обычно содержащей реликты пироксена, и более мелкозернистой массы призматическизернистой структуры, состоящей из плагиоклаза, иногда пелитизированного, роговой обманки, дающей часто такситовые скопления, интенсивно хлоритизированные. Встречаются единичные зерна биотита и кварца. Содержание акцессорных минералов достигает 2—3%. Представлены последние главным образом сфеном как в виде идиоморфных кристаллов, так и в виде землистых масс, а также апатитом и рудным минералом.

В табл. 9 приводятся результаты химического анализа диоритов и габбро-диоритов. Параметр Q для них лежит в пределах $6>Q>-6$, что позволяет отнести породы к классу насыщенных кремнекислотой. Разности кварцевых диоритов обычно слабо пересыщены кремнеземом, для них область изменения Q несколько иная: $15>Q>6$. Как видно из табл. 9, параметр b, характеризующий фемическую составляющую пород, лежит в пределах 15—26, и в среднем в породах эндоконтакта он больше, чем в породах центральной части (11—15). Цветные компоненты составляют от 50% и более массы породы. Отношение $b:(a+c+Q)$ оказывается равным примерно 53% для диоритов, около 49% для кварцевых диоритов и около 60% для габбро. В составе цветной части преобладают магнезиально-железистые компоненты, отношение $(m'+f'):c$ в пробах лежит в пределах 6—15; железо в породах сильно преобладает над магнием, отношение $f':m'$ имеет значения 1,4—2,5. Параметр a меньше, чем в породах центральной части (7,5—9,5), закономерно уменьшается по направлению к контакту и составляет величину 10,1 для кварцевых диоритов, 6,5 для диоритов и 3,2 для эндоконтактовых габбро. По значению n (78,8—90,1) в породах зоны контакта натрий резко преобладает над калием. Основность плагиоклазов увеличивается к контакту, коэффициент $a:c$ составляет 2,0; 0,6 и 0,25 соответственно для кварцевых диоритов, диоритов и габбро.

Вдоль самого контакта Аккудукского массива узкой полосой (примерно 10—80 *м*) протягиваются гибридные породы, отвечающие по составу габброидам. Образования эти чрезвычайно неоднородны не только по составу, но и по структурно-текстурным признакам. В табл. 9 приведен химический состав породы этого типа. Из данных пересчета видно, что в приконтактовой зоне массива по сравнению с центральной частью понижается содержание щелочей: параметр a характеризуется величиной порядка 1,8 против 12,0 в неизмененных породах. Темноцветные составляют около 64% породы: $b:(a+c)=1{,}72$. При этом в составе цветной части преобладают магнезиально-железистые компоненты, что видно из соотношения $(m'+f'):c\approx 8{,}5$ при почти равных количествах f' и m'. По соотношению $a:c=0{,}2$ можно считать, что светлоцветная часть породы представлена плагиоклазом основного состава, т. е. по петрохимическим характеристикам породы краевой контактовой части Аккудукского массива близки к соответствующим образованиям в контакте Крыккудукского массива.

Аналогичные образования развиты в контакте Западно-Атансорского и Ащикольского массивов, слабее выражены эндоконтактные изменения в Северо-Восточном Атансорском массиве.

Поскольку исходной породой можно принять гранит центральной части Крыккудукского или Аккудукского массивов, по методу Барта подсчитываем перемещение вещества при эндоконтактном изменении гранитоидов (табл. 10 и 11). Из таблиц следует, что в направлении контакта происходят привнос кальция, магния, железа и вынос кремния и щелочей. Перераспределение вещества

ВАН ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ И-Т БИБЛИОТЕКА

Таблица 10

Расчет масштабов перемещения вещества в эндоконтакте Крыккудукского массива по методу Т. Барта

Окислы	Серый биотит-роговообманковый гранит					Серый роговообманковый гранодиорит				
	а	б	в	г	д	а	б	в	г	д
SiO_2	68,12	1134	2	2268	604	58,67	977	2	1954	546
TiO_2	0,57	6,7	2	13	3,6	0,46	5,5	2	11	3
Al_2O_3	16,37	332	1,5	483	172	16,05	314	1,5	471	175
Fe_2O_3	—	—	—	—	—	0,47	6	1,5	9	3
FeO	6,14	85	1	85	45	0,93	96	1	96	54
MnO	0,03	0,3	1	—	—	0,14	1,8	1	1,8	1
MgO	0,75	19	1	19	10	4,28	107	1	107	60
CaO	2,62	46	1	46	24	7,43	132	1	132	74
Na_2O	3,33	107	0,5	54	57	3,48	111,6	0,5	55,8	63
K_2O	1,37	29	0,5	14	15	1,03	22	0,5	11	12
P_2O_5	0,63	8	2,5	20	4	0,41	6	2,5	15	3
П. п. п.	0,75					0,55				
Сумма	100,68			3002	936	99,90			2864	994
Множитель	$\frac{1600}{3002} = 0{,}533$					$\frac{1600}{2864} = 0{,}559$				
	$[K_{15}Na_{57}Ca_{24}Mg_{10}Fe^{2+}_{45}Fe^{3+}_{0}Al_{172}Ti_4Si_{604}]\,O_{1600}$					$[K_{12}Na_{63}Ca_{74}Mg_{60}Fe^{2+}_{54}Fe^{3+}_{3} \times Al_{175}Ti_3Si_{546}]\,O_{1600}$				

Продолжение табл. 10

Окислы	Кварцевый диорит					Диорит				
	а	б	в	г	д	а	б	в	г	д
SiO_2	60,50	1007	2	2014	559	52,60	876	2	1752	498
TiO_2	0,97	12	2	24	7	0,41	5	2	10	3
Al_2O_3	14,87	291	1,5	436,5	162	19,84	388	1,5	582	220
Fe_2O_3	4,52	56	1,5	84	31	1,55	19	1,5	28,5	11
FeO	3,87	54	1	54	30	5,49	77	1	77	44
MnO	0,11	1,0	1	1	0,6	0,42	6	1	6	3
MgO	2,30	57	1	57	32	4,99	124	1	124	70
CaO	7,28	130	1	130	72	10,44	185	1	185	105
Na_2O	3,56	116	0,5	58	64	2,57	82	0,5	41	47
K_2O	1,48	32	0,5	16	18	0,38	8	0,5	4	4
P_2O_5	0,32	4	2,5	10	2	0,26	3	2,5	7,5	2
П. п. п.	0,49					1,24				
Сумма	100,30			2884	978	100,19			2817	1007
Множитель	$\frac{1600}{2884} = 0{,}555$					$\frac{1600}{2817} = 0{,}568$				
	$[K_{18}Na_{64}Ca_{72}Mg_{32}Fe^{2+}_{30}Fe^{3+}_{31}Al_{162}Ti_7Si_{559}]\,O_{1600}$					$[K_4Na_{47}Ca_{105}Mg_{70}Fe^{2+}_{44}Fe^{3+}_{11} \times Al_{220}Ti_3Si_{498}]\,O_{1600}$				

Продолжение табл. 10

Окислы	Габбро				
	а	б	в	г	д
SiO_2	45,22	753	2	1506	446
TiO_2	0,94	12	2	24	7
Al_2O_3	19,10	374	1,5	561	221
Fe_2O_3	8,00	100	1,5	150	59
FeO	9,87	82	1	82	48
MnO	0,15	2	1	2	1
MgO	3,23	79	1	79	47
CaO	14,37	256	1	256	152
Na_2O	1,17	38	0,5	19	22
K_2O	0,20	4	0,5	2	2
P_2O_5	0,48	8	2,5	20	5
П. п. п.	1,83				
Сумма	100,56			2701	1010
Множитель	$\frac{1600}{2701} = 0{,}592$				
	$[K_2Na_{22}Ca_{152}Mg_{47}Fe^{2+}_{48}Fe^{3+}_{59}Al_{221}Ti_7Si_{446}]\,O_{1600}$				

а — весовые проценты; б — атомные количества; в — множитель; г — атомное количество кислорода; д — количество электроположительных ионов в ячейке.

в эндоконтакте Аккудукского и Крыккудукского массивов носит одинаковый характер, причем масштабы процесса перемещения вещества возрастают в крайних эндоконтактных областях (рис. 9). Содержание титана и окисного железа остается при этом постоянным.

Интрузивы дополнительной фазы прорывают Крыккудукский массив и почти не изменяются на контакте. По петрографо-минералогическим особенностям они обнаруживают довольно тесное родство с породами главной фазы, отличаясь несколько более кислым составом.

Тастыкольская интрузия в виде тела неправильной формы вытягивается в северо-западном направлении и контролируется системой тектонических нарушений северо-западного простирания. Сложена она гранитами, сменяющимися по направлению к контакту адамеллитами. Граниты светло-серые и розовато-серые среднезернистые, слегка порфировидные. Состоят из плагиоклаза (35—36%), калиевого полевого шпата (38—39%), кварца (25—28%), биотита (2—5%), роговой обманки (до 3%), вторичных и акцессорных минералов. Структура породы гипидиоморфнозернистая.

Плагиоклаз образует призматического габитуса кристаллы, реже неправильной формы зерна, обнаруживает тонкую полисинтетическую шриховку и зональное строение. Ядро состоит из олигоклаза, периферические зоны — из альбит-олигоклаза. Калиевый

Таблица 11

Расчет масштабов перемещения вещества в эндоконтакте Аккудукского массива по методу Т. Барта

Окислы	Гранодиорит центральной части массива					Габброидные породы зоны эндоконтакта массива				
	а	б	в	г	д	а	б	в	г	д
SiO_2	60,71	1011	2	2022	554	52,07	868	2	1736	498
TiO_2	0,47	6	2	12	3	0,69	9	2	18	5
Al_2O_3	17,26	339	1,5	508	186	17,76	348	1,5	522	200
Fe_2O_3	1,40	18	1,5	27	10	2,14	27	1,5	40	15
FeO	4,35	61	1	61	33	8,81	122	1	122	70
MnO	0,08	1	1	1	0,5	0,15	2	1	2	1
MgO	3,35	83	1	83	45	6,30	156	1	156	90
CaO	5,69	102	1	102	56	9,75	174	1	174	100
Na_2O	4,33	139	0,5	70	76	0,60	20	0,5	10	11
K_2O	1,89	40	0,5	20	22	0,24	5	0,5	2	3
P_2O_5	0,40	6	2,5	15	3	0,27	3	2,5	8	2
П. п. п.	0,68					1,69				
Сумма	100,61	1806		2921	988	100,47	1734		2790	995
	Множитель $\frac{1600}{2921}=0{,}548$					Множитель $\frac{1600}{2790}=0{,}574$				
	$[K_{22}Na_{76}Ca_{56}Mg_{45}Fe^{2+}_{33}Fe^{3+}_{10}Al_{186}Ti_3Si_{555}]O_{1600}$					$[K_3Na_{11}Ca_{100}Mg_{90}Fe^{2+}_{70}Fe^{3+}_{15}Al_{200}Ti_5Si_{498}]O_{1600}$				

Привнос

Ca — 44 иона
Mg — 45 »

Fe^{2+} — 37 ионов
Fe^{3+} — 5 »
Al — 14 «

Вынос

K — 19 ионов
Na — 65 »
Si — 56 »

а — весовые проценты; б — атомные количества; в — множитель; г — атомное количество кислорода; д — количество электроположительных ионов в ячейке.

полевой шпат наблюдается в виде аллотриоморфных зерен, реже обнаруживает прямолинейные очертания, довольно четко видна микроклиновая двойниковая решетка. Биотит присутствует в виде бурых и зеленовато-бурых листочков. Роговая обманка образует обычно удлиненные более или менее идиоморфные зерна; ассоциирует с биотитом, рудным минералом, апатитом, сфеном; по спайности часто развиты хлорит и эпидот.

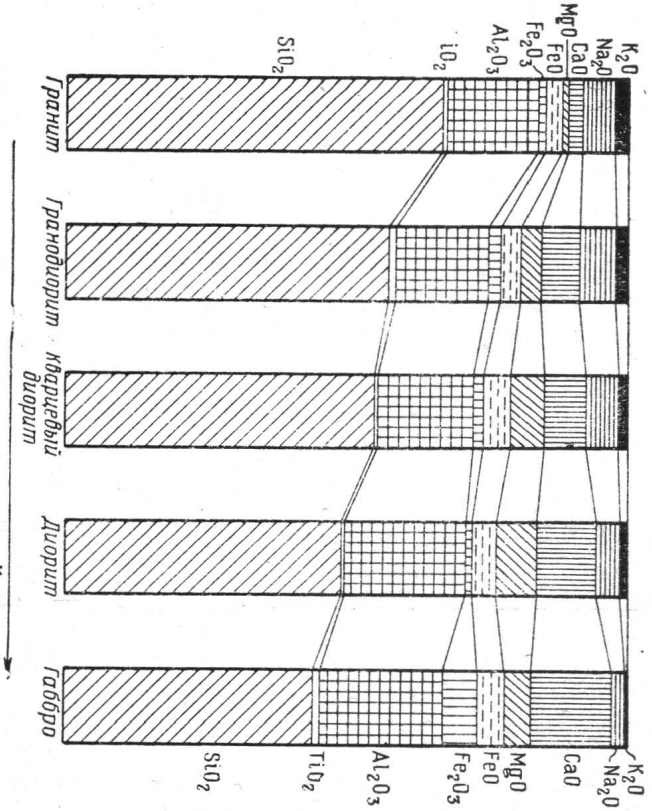


Рис. 9. Масштабы перемещения вещества в направлении контакта Крыккудукского массива.

Западно-Черняховская интрузия сложена аналогичными гранитами.

Химический состав пород приводится в табл. 9. Из приведенных данных следует, что породы массива пересыщены глиноземом ($Al > 2Ca+Na+K$), кремнекислотой, богаты щелочами. Отношение $b:(a+c+Q)$ в гранитах лежит в пределах 0,25—0,17, т. е. лейкократовая часть составляет от 75 до 83 породы. Состав цветной части магнезиально-железистый. Отношения $(m'+f'):c$ составляют соответственно $\frac{45,1}{0,1}$ для Тастыкольского массива, $\frac{90,3}{4,8}$ и $\frac{72,7}{2,8}$ для Черняховского массива. Железо преобладает над магнием в породах обоих массивов примерно в полтора раза: $\frac{f''}{m}$ характеризуется величинами порядка 1,6 и 1,5—1,6 для тастыкольских и черняховских гранитов.

Обнаруживается определенное сходство в петрохимических особенностях гранитов основной и дополнительной фаз внедрения. Однако по сравнению с породами главной фазы в дополнительных интрузиях повышается щелочность (параметр n увеличивается до 11—14) и количество кремнекислоты, резко возрастает полевошпатовое отношение $a:c$. Это дает основание утверждать, что уже в пределах интрузивной камеры происходит нормальная дифференциация вещества, в связи с чем направленно изменяются указанные параметры.

Несколько более поздним по времени является внедрение Кольцевой интрузии. Она состоит из нескольких сближенных тел, полукольцом окаймляющих юго-восточный край Тастыкольского массива. Очевидно, внедрение ее произошло по ослабленной зоне контакта между интрузиями первой и второй фазы (Крыккудукский и Тастыкольский массивы). Сложена интрузия аляскитами. Структура пород гипидиоморфнозернистая. Минеральный состав аналогичен описанным выше гранитам. Порода состоит из кварца (45—50%), плагиоклаза (30—35%), калишпата (20%), биотита (3—4%), рудного минерала.

Плагиоклаз образует наиболее идиоморфные зерна таблитчатой формы, по составу близок к альбит-олигоклазу. Иногда зерна слабо серицитизированы, пелитизированы. Калиевый полевой шпат встречается в виде зерен неправильной формы, представлен микроклином. Биотит образует чешуйки неправильной формы с очень хорошей спайностью. Кварц распространен в виде неправильных зерен различной величины, иногда образует тонкие прожилки, обычно тесно связанные с породой.

Химический состав и петрохимические характеристики пород приводятся в табл. 9.

Данные, приведенные в табл. 12 и на рис. 10, свидетельствуют о дальнейшем повышении щелочности (параметр a колеблется в пределах 14,6—15,3) и увеличении содержания свободной кремнекислоты (величина параметра s — 82,6—83,3) в породах Кольцевой интрузии. Светлая часть резко преобладает над цветной — $b:(a+c+Q)=0{,}02—0{,}03$ и составляет 96—98% породы. При этом в цветной части содержится алюминий (наличие слюды), а железо резко преобладает над магнием ($f':m'\approx 2$), что может служить признаком более низкотемпературного образования породы. Светлая часть породы характеризуется преобладанием щелочных полевых шпатов над кальциевыми (наличие кислых плагиоклазов), а величина n (58—59) указывает на почти равное количество натрия и калия.

Приведенные данные позволяют установить следующие особенности изменения состава рассматриваемых пород в генетическом ряду интрузий: главная фаза — дополнительные фазы внедрения, относящиеся к поведению отношений некоторых породообразующих окислов (табл. 12, рис. 10 и 11).

Таблица 12

Отношения породообразующих окислов в ряду «главная фаза — дополнительная фаза внедрения»

Массив	Содержание окислов, молекулярные количества				MgO / FeO	MnO / FeO	Fe_2O_3 / FeO	$[Fe_2O_3+FeO]$ / MgO
	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO				
Крыккудукский	28	81	2,2	84	1,04	0,03	0,34	1,3
Черняховский	14	44	—	35	0,80	—	0,32	1,6
Тастыкольский	2	31	—	20	0,64	—	0,07	1,6
Кольцевая интрузия	—	8	—	5	0,62	—	0,00	1,7

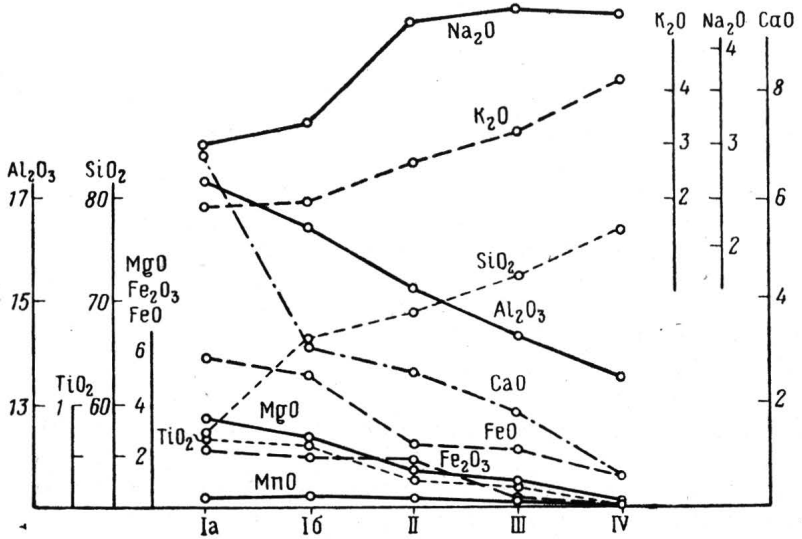


Рис. 10. Изменение содержания породообразующих окислов в последовательных дифференциатах крыккудукского комплекса:

Ia — Крыккудукский массив, тоналит; Iб — Крыккудукский массив, гранит; II — Черняховский массив; III — Тастыкольский массив; VI — Кольцевая интрузия

Обращает на себя внимание постепенное уменьшение отношения $Fe_2O_3:FeO$ в исследуемом ряду. Более высокие значения отношения характерны для пород главной фазы, формировавшихся в геосинклинальный период, а меньшие — для пород дополнительных фаз, образовавшихся в условиях разломных структур.

Одной из основных петрохимических особенностей дифференциации магматического очага является закономерное уменьшение содержания MgO от ранних интрузивных стадий к более поздним. В этом же направлении уменьшается и содержание железа, но более плавно. Поэтому отношение $MgO:FeO$ также падает в последовательных дифференциатах.

Это же отношение используется в качестве критерия для определения температуры образования массивов. По данным К. Ранкама и Т. Сахама (Rankama, Sahama, 1949), точка плавления и прочность структур, имеющих закисное железо, ниже, чем в соответствующих структурах, содержащих Mg^{2+}, поэтому магний интенсивнее накапливается в течение ранних, относительно более

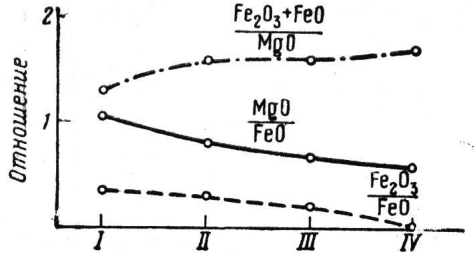


Рис. 11. Поведение отношений некоторых породообразующих окислов в генетическом ряду интрузий крыккудукского комплекса:

I — крыккудукский массив; II — Черняховский массив; III — Тастыкольский массив; IV — Кольцевая интрузия

высокотемпературных стадий кристаллизации. Наблюдаемое последовательное уменьшение этого коэффициента от 1,04 до 0,62 подтверждает положение рассматриваемых массивов.

Интересно постепенное уменьшение отношения $Fe_2O_3 : FeO$ от пород главной фазы к последующим и возрастание коэффициента железистости $\frac{[Fe_2O_2+FeO]}{MgO}$, хотя и незначительное (от 1,3 до 1,7), но закономерное.

Подводя итоги приведенным данным, следует отметить следующее.

Для массивов крыккудукского интрузивного комплекса характерны общность состава, расположение в определенных структурно-фациальных зонах и близость времени формирования, что свидетельствует об их генетическом родстве.

Сопоставление средних химических составов пород исследуемых массивов (табл. 13) показывает, что они довольно близки, несмотря на некоторое колебание в содержании щелочей, глинозема и других окислов.

На основании приведенных в табл. 13 средних химических анализов пород устанавливаются следующие пределы колебания в содержании окислов для интрузивов комплекса: SiO_2 от 59,32 до 66,91%; TiO_2 от 0,27 до 0,61%; Al_2O_3 от 14,26 до 17,26%; (Fe_2O_3+FeO) от 4,39 до 7,19%; MgO от 1,82 до 3,35; CaO от 3,46 до 6,83%; (Na_2O+K_2O) от 4,49 до 6,82%.

По химическому составу породы главной интрузивной фации занимают промежуточное положение между кварцевыми диоритом и тоналитом по Дэли и наиболее близко соответствуют среднему составу тоналита по С. Р. Ноккольдсу. При этом отмечаются не-

Таблица 13

Средние химические составы интрузивных массивов крыккудукского комплекса, в ес. %

Окислы	Номер анализа													
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2	59,32	60,71	65,19	62,72	66,91	62,92	66,15	61,59	61,32	68,49	72,76	77,66	72,66	72,08
TiO_2	0,59	0,47	0,61	0,55	0,27	0,50	0,62	0,66	0,23	0,27	0,04	0,01	0,11	0,37
Al_2O_3	16,40	17,26	15,75	15,19	14,26	15,77	15,56	16,21	16,95	15,16	14,33	12,85	14,11	13,86
Fe_2O_3	1,29	1,40	1,48	2,46	1,89	1,70	1,36	2,54	2,39	2,18	0,15	0,15	0,83	0,86
FeO	5,90	4,35	4,36	3,38	2,50	4,10	3,42	3,77	4,29	2,15	2,21	0,58	1,65	1,67
MnO	0,11	0,08	0,04	0,08	0,02	0,07	0,08	0,10	0,05	0,07	0,05	0,00	0,04	0,06
MgO	3,03	3,36	1,88	2,07	1,82	2,43	1,94	2,80	2,84	0,78	0,80	0,18	0,92	0,52
CaO	6,83	5,69	4,42	5,86	3,46	5,25	4,65	5,38	5,56	3,19	0,10	0,66	1,32	1,33
Na_2O	3,11	4,33	4,03	3,86	2,98	3,66	3,90	3,37	2,62	4,41	4,29	4,23	4,31	3,08
K_2O	1,38	1,78	1,40	2,68	3,74	1,56	1,42	2,10	2,20	1,79	3,21	4,38	3,13	5,46
P_2O_4	0,52	0,40	0,14	0,26	0,14	0,29	0,21	0,26	0,33	0,36	0,69	0,15	0,40	0,18
П. п. п.	1,02	0,68	0,65	0,97	1,82	1,12	0,69	1,22	1,22	0,71	0,79	0,44	0,60	0,53
Сумма	99,50	100,51	99,95	100,08	99,81	99,47	100,00	100,00	100,00	99,56	99,42	100,29	100,08	100,00

1 — центральная часть Крыккудукского массива (среднее по 6 анализам); 2 — центральная часть Аккудукского массива (n=3); 3 — Ащикольский массив (n=2); 4 — центральная часть Западно-Атансорского массива (n=9); 5 — Северо-Восточный Атансорский массив (n=2); 6 — средние значения для главной фазы крыккудукского комплекса (по всем массивам); 7 — тоналит (по Ноккольдсу); 8 — кварцевый диорит (по Дэли); 9 — тоналит (по Дэли); 10 — Черняховский массив (n=2); 11 — Тастыкольский массив (n=2); 12 — Кольцевая интрузия (n=4); 13 — средние значения для дополнительной фазы крыккудукского комплекса; 14 — гранит известково-щелочной (по Ноккольдсу).

которые особенности: 1) несколько меньшее содержание кремнекислоты (62,96% против 66,15% в тоналитах по С. Р. Ноккольдсу); 2) примерно равное содержание глинозема и щелочей; 3) большее содержание суммы окисного и закисного железа (5,80% против 4,78%), окиси магния (2,43% против 1,94%), окиси кальция (5,25% против 4,65%).

Отмеченные особенности химизма отражают несколько повышенную основность пород главным образом за счет процессов гибридизма и ассимиляции вмещающих железисто-магнезиальных толщ эффузивов ордовика.

Породы интрузивов дополнительной фазы крыккудукского комплекса характеризуются лейкократовым обликом и по составу приближаются к усредненному известково-щелочному граниту по Р. С. Ноккольдсу (см. табл. 13).

Сравнивая средние химические составы пород главной и дополнительной фаз, легко заметить, что последние отличаются повышенными содержаниями кремнекислоты и щелочей и понижением концентраций фемических составляющих — окиси магния, кальция, закисного и окисного железа. Эта особенность пород дополнительной фазы является закономерным следствием процесса дифференциации магмы Крыккудукского плутона в пределах уже отдельных интрузивных камер.

Породы главной фазы комплекса характеризуются сравнительно выдержанным значением коэффициента железистости — $(Fe_2O_3+FeO):MgO$ и величины t. Первый изменяется от 1,71 до 2,82, величина t колеблется в очень узких пределах (0,6—0,7). По классификации А. Н. Заварицкого, эти породы относятся к 3-му классу — слабо пересыщенных кремнекислотой пород, реже ко 2-му — пересыщенных кремнекислотой пород, группам 6, 9, 10 — бедных и очень бедных щелочами.

Таким образом, на основании минералого-петрографического и петрохимического изучения пород главной фазы крыккудукского интрузивного комплекса устанавливаются следующие характерные особенности:

1) высокое содержание глинозема при избытке кальция и кремнекислоты, что приводит к устойчивой ассоциации: основной плагиоклаз — кварц (характернейшая ассоциация минералов для пород комплекса);

2) натрий обычно преобладает над калием, что отличает их от соответствующих типов пород по Дэли, т. е. мы имеем специфический состав кислой магмы, обогащенной глиноземом и полевошпатовой известью при небольшом содержании щелочей;

3) неравномернозернистое строение;

4) наличие ксенолитов вмещающих пород, структур течения, особенно в приконтактных частях массивов;

5) давленость зерен, выражающаяся в волнистом и мозаичном угасании кварца, изогнутости пластин биотита.

Все это доказывает, что породы главной фазы комплекса несут

все черты синорогенных интрузий, формировавшихся в оостановке интенсивных тектонических движений при большом развитии ассимиляционно-гибридных явлений.

Породам дополнительной фазы крыккудукского комплекса свойственны:

1) повышенная щелочность при пониженном содержании извести (по классификации Заварицкого они относятся ко 2-му классу — пересыщенных кремнекислотой, группе 3 — богатых щелочами), что находит свое отражение в резком преобладании в породах щелочных полевых шпатов, в частности альбита и калишпата;

2) ясно выраженный лейкократовый облик пород;

3) повышенная общая железистость по сравнению с предыдущей фазой (коэффициент $(Fe_2O_3+FeO):MgO$ составляет 3,0—5,5, величина t понижается до 0—0,3).

Наблюдаемое разнообразие пород в пределах Крыккудукского плутона является результатом действия всех факторов, повлиявших на их формирование: магматической дифференциации, гибридизма, а также структурно-тектонических условий.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ НЕКОТОРЫХ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОДАХ КРЫККУДУКСКОГО КОМПЛЕКСА

Породообразующие элементы

Железо. Железо является одним из главных петрогенных элементов при образовании пород гранодиоритового состава. Вместе с титаном, ванадием, марганцем, никелем и кобальтом железо составляет одно геохимическое семейство, объединенное общими свойствами строения атома, близостью ионных радиусов и аналогией в химических и геохимических свойствах.

Из химических свойств железа выделяется его способность давать в магматических породах две основные степени окисления с резко различными свойствами, из которых низшая связывает железо изоморфной смесью с группой магния и двухвалентных марганца, никеля и кобальта, а высшая при высоких температурах изоморфно замещает глинозем, окись хрома и другие полуторные окислы. Если в первом случае железо получает определенное место как основание, то во втором оно может явиться элементом кислотного характера (анионом). В результате этой двойственной природы количество свободного кислорода в данной геохимической системе определяет различие свойств и судьбу миграции железа.

Кларк железа в литосфере в целом 5,10%. Для кислых пород гранитоидного ряда, по данным А. П. Виноградова (1962), он составляет 2,70%, для средних — 5,85%. В табл. 14 приводятся оценки средних содержаний, модальных концентраций, дисперсии, коэффициенты асимметрии и эксцесса распределения железа в массивах крыккудукского комплекса.

Таблица 14

Распределение железа в гранитоидах крыккудукского комплекса

Интрузивная фаза	Массив	Объем выборки	Концентрация Fe, вес. %		Дисперсия $\hat{\sigma}^2$	Коэффициенты	
			средняя	модальная		асимметрии A	эксцесса
Главная	Крыккудукский	97	7,0	6,5	4,31	+0,77	—0,31
	Аккудукский:						
	центральная часть	47	7,1	6,5	3,50	+0,58	—0,46
	эндоконтакт	71	10,8	10,75	4,16	+0,03	—0,11
	Ащикольский	46	7,5	7,2	3,73	+0,79	—0,81
	Западно-Атансорский:						
	центральная часть	48	6	6,75	1,55	+0,01	—0,77
	эндоконтакт	44	3	19	2,49	+0,54	—0,56
Дополнительная	Черняховский	48	4,2	3,60	2,80	+0,49	—0,69
	Кольцевая интрузия	56	0,66	0,60	2,32	+0,48	—0,23

Почти во всех интрузивах комплекса содержание железа выше кларкового. Исключение составляет лишь Кольцевая интрузия, в которой оно падает до 0,66%, т. е. вчетверо ниже кларка для гранитных пород (рис. 12).

Распределение концентраций железа в породах массивов главной фазы характеризуется не только повышенными содержаниями, но и значительными дисперсиями. Последнее можно ставить в прямую зависимость от процессов гибридизма, свойственных породам первых интрузивных фаз почти всех гранитоидных комплексов.

В зоне эндоконтакта Аккудукского массива наблюдается рост среднего содержания железа, как следствие увеличения основности пород за счет вмещающих эффузивных толщ ордовикского возраста до диоритов, габбро-диоритов. Закономерно возрастает и дисперсия концентраций железа в гибридизированных приконтактных породах до значения 4,16 (3,5 в центральной части массива), что объясняется неравномерным усвоением ассимилированного материала — внедряющейся интрузией.

Интересно поведение железа в эндоконтактной зоне Западно-Атансорского интрузива, с которым связано железорудное месторождение. В противоположность Аккудукскому массиву концентрация железа здесь падает до 3,8% (6,8% в центральной части). Эти данные хорошо подтверждаются работами Ю. А. Сергийко

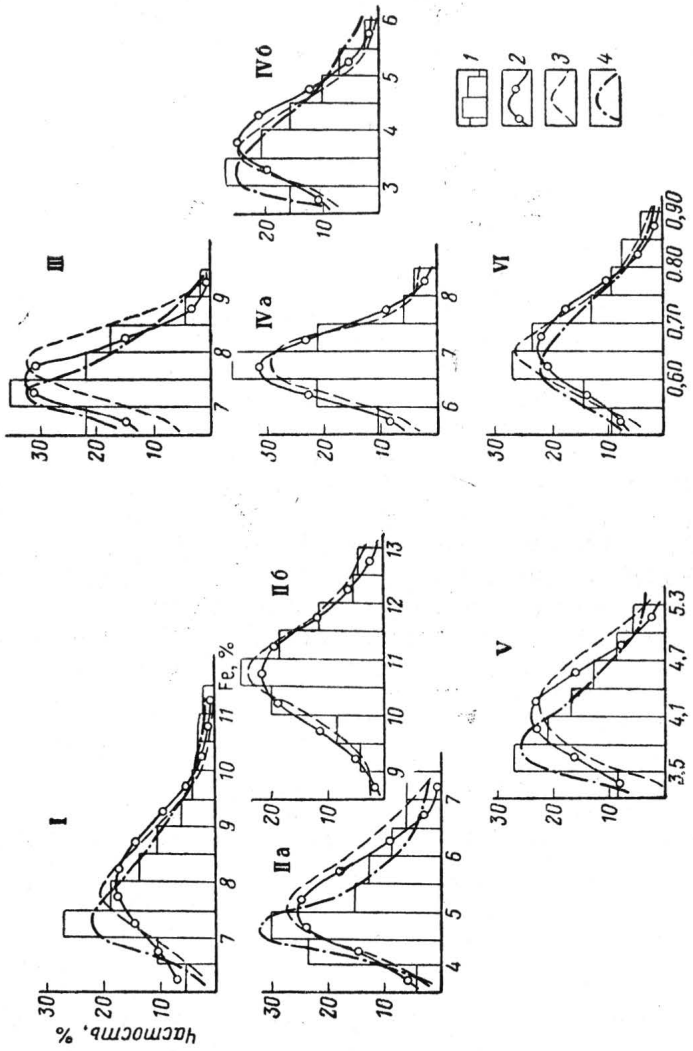


Рис. 12. Гистограммы (1) распределения железа и выравнивающие их кривые нормального (2), логнормального (3) распределения и типа Пирсон-I (4) в интрузивах крыккудукского комплекса:

I — гранодиориты центральной части Крыккудукского массива: IIа — гранодиориты центральной части Аккудукского массива: IIб—габбро-диориты эндоконтакта Аккудукского массива; III—гранодиориты Ащикольского массива: IVа — гранодиориты центральной части Западно-Атансорского массива; IVб — породы зоны эндоконтакта Западно-Атансорского массива; V — граниты Черняховского массива; VI — граниты Кольцевой интрузии

(1962) и В. Г. Молявко (1967), указывающими на интенсивный вынос железа из контактной зоны массива в период формирования железорудного проявления. Дисперсии же содержаний и в этом случае существенно повышаются (до 2,49). Последнее является естественным, поскольку для дисперсии концентраций как в случае привноса, так и выноса характерно одностороннее изменение — только увеличение.

Содержания железа в образованиях дополнительной фазы внедрения — Черняховской и Кольцевой интрузий — понижаются почти вдвое для первой и более чем в десять раз для второй (относительно главной) фаз, что является результатом дифференциации гранитоидного Крыккудукского плутона. Дисперсии концентраций несколько понижаются, так как породы этого типа характеризуются более однородным составом и равномернозернистым строением.

Статистически распределение содержаний железа во всех рассмотренных объектах обладает существенной положительной асимметрией. Это объясняется тем, что железо относится к числу элементов, преимущественно концентрирующихся в немногих минералах породы — темноцветных и рудных, в силу чего распределение концентраций приобретает положительный сдвиг. Характерно, что величина этого сдвига больше в породах главной фазы, обладающих признаками гибридизма, и уменьшается в лейкократовых гранитах дополнительной фазы (см. табл. 14). Величина эксцесса всюду отрицательна и колеблется в небольших пределах (—0,20÷—0,77). Отрицательные значения коэффициента E вызываются значительной дисперсией содержаний железа в породах изучаемых массивов.

Интересные закономерности выявляются также при исследовании распределения железа по минералам крыккудукских гранитоидов (табл. 15).

Основная масса железа гранитоидных пород связывается с темноцветными и рудными минералами. Железо участвует в образовании пироксенов, роговых обманок и биотита в гранодиоритах (до 76% всего железа породы, см. табл. 7); значительная часть его (до 25%) находится в виде магнетита, титаномагнетита и др. Очень малая часть его содержится и в лейкократовой полевошпатовой части пород.

Количество железа в плагиоклазах из гранитоидов крыккудукского комплекса в общем невелико — 0,19—0,68%. Его содержание возрастает в полевых шпатах зон эндоконтакта интрузивов и последовательных дифференциатов Крыккудукского плутона. Некоторые исследователи считают, что состав и количество примесей в плагиоклазах отражают состав исходной магмы. С этой точки зрения рассмотренные особенности распределения железа в полевых шпатах, возможно, объясняются процессами ассимиляции и гибридизма. Если магма Крыккудукского плутона первоначально имела лейкократовый состав, как считает В. С. Коптев-Дворников

Таблица 51

Содержание железа в минералах гранитоидов крыккудукского комплекса

Номер пробы	Массив, порода	Содержание Fe, вес.%		
		Плагиоклаз	Роговая обманка	Магнетит
	Крыккудукский массив			
125/2	Гранодиорит из центральной части массива	0,197	12,4	66,2
125/2а	То же	0,109		
95/2	Диорит из эндоконтактной части массива	0,73	6,89	61,3
	Аккудукский массив			
108/2	Гранодиорит из центральной части массива	0,16	12,42	64,1
	Западно-Атансорский массив			
64/2	Гранодиорит из центральной части массива	0,20	11,68	64,9
67/2	Диорит из эндоконтактной зоны массива	0,24		62,4
60/2	Северо-Восточный Атансорский массив Гранодиорит из центральной части массива			67,6
	Черняховский массив			
92/2	Гранит	0,34	10,68	70,0
94/2	То же	0,36	10,09	71,0
71/2	Дайка мелкозернистого гранита	0,52	8,46	71,4
122/2	Дайка диорит-порфирита	0,68	15,07 (пироксен)	62,5

и др., то внедрявшийся расплав нес с собой уже частично выкристаллизовавшиеся зерна плагиоклаза, содержащие меньше железа, чем плагиоклазы из пород последующих фаз, образовавшихся после ассимиляции вмещающих железисто-магнезиальных пород уже в пределах камеры плутона.

Роговая обманка является главным темноцветным минералом гранодиоритов. Она встречается совместно с биотитом, который иногда ее замещает, и находится в реакционных взаимоотношениях с клинопироксеном. Содержание железа в роговых обманках однофазных интрузивов довольно близко (12,40; 12,42; 11,68% соответственно для Крыккудукского, Аккудукского и Западно-Атансорского массивов). В роговых обманках диоритов из зоны контакта Крыккудукского массива содержание железа понижается (до 6,89%). Последовательно уменьшается содержание железа также в роговых обманках из гранитов дополнительной фазы внедрения (Черняховский массив) и даечной серии.

Обращает на себя внимание некоторое уменьшение содержания железа в магнетитах эндоконтактной зоны Крыккудукского и Западно-Атансорского массивов. В магнетитах же более поздних

образований — гранитах дополнительной фазы и даечных мелкозернистых гранитах первого этапа — содержание железа растет почти до предельного значения (около 73%). Это свидетельствует о том, что магнетиты последовательных дифференциатов характеризуются более чистым составом. В магнетитах же из даечных пород второго этапа — диорит-порфиритов — концентрация железа значительно меньше (62,5%).

Таким образом, особенности распределения железа в минералах и породах крыккудукских гранитоидов в значительной степени зависят от условий кристаллизации магматического очага и геологической обстановки в конкретных объектах и различных частях интрузий.

Магний. Магний относится к слабо щелочным элементам. Геохимически для него характерна близость с двухвалентным железом и марганцем, чем и определяется их большая изоморфная смесимость. Кларк магния для литосферы 2,10%, в том числе для кислых пород, по данным А. П. Виноградова, 0,56%, а для средних — 2,18%.

Среднее содержание окиси магния в гранитоидах крыккудукского комплекса выше кларкового примерно в полтора раза и колеблется для массивов главной интрузивной фазы внедрения — Крыккудукского, Аккудукского и Ащикольского — в пределах 3,04—3,50%. В породах Западно-Атансорского массива содержание MgO несколько понижается (до 2,56%). В массивах дополнительной фазы концентрация окиси магния уменьшается по сравнению с предыдущей фазой: в Черняховском массиве до 1,82%, оставаясь выше кларка, в Кольцевой интрузии до 0,20%, что более чем двое ниже кларка для кислых пород.

Таким образом, для гранитоидов крыккудукского комплекса в последовательном ряду их образования — от более ранних интрузивных стадий к более молодым — характерно постепенное закономерное уменьшение содержания магнезии.

Дисперсии концентраций MgO в массивах главной интрузивной фазы довольно близки (рис. 13, табл. 16) и изменяются от 2,061 до 2,734. Примерно тот же порядок изменения дисперсий свойствен породам дополнительных интрузий (2,624—2,806).

В эндоконтактных зонах интрузивов поведение магния аналогично поведению железа. Так, если в приконтактной части Аккудукского массива концентрация окиси магния возрастает почти вдвое (до 6,34%), то в породах эндоконтакта Западно-Атансорского массива отмечается ее понижение (до 1,94%). Некоторое расхождение наблюдается в соотношениях дисперсий концентраций: в первом случае значение дисперсии несколько уменьшается, во втором — значительно возрастает (до 3,429 против 2,734 в центральной части массива). Такое различие объясняется тем, что в породах габброидного состава Аккудукского массива основная часть окиси магния захватывается решетками породообразующих темноцветных минералов, тогда как в контактных зонах Западно-

Таблица 16

Распределение окиси магния в гранитоидах крыккудукского комплекса

Интрузивная фаза	Массив	Объем выборки	Концентрация MgO, вес. %		Дисперсия	Коэффициенты	
			средняя	модальная		асимметрии A	эксцесса E
Главная	Крыккудукский	95	3,43	3,00	2,061	+0,93	—0,21
	Аккудукский:						
	центральная часть	50	3,50	3,02	2,720	+0,91	—0,48
	эндоконтакт	77	6,51	6,34	2,542	+0,64	—0,00
	Ащикольский	50	3,04	2,80	2,708	+0,80	—0,68
	Западно-Атансорский:						
	центральная часть	48	2,56	2,28	2,734	+0,38	—0,70
	эндоконтакт	49	2,25	1,94	3,429	+0,67	—0,30
Дополнительная	Черняховский	48	1,82	1,25	2,642	+0,65	—0,36
	Кольцевая интрузия	56	0,20	0,17	2,806	10,45	—0,32

Атансорского интрузива большую роль сыграли процессы метасоматического преобразования пород, которые способствовали выносу магния вместе с железом и другими элементами его группы.

Те же тенденции отмечаются и при сопоставлении коэффициентов асимметрии распределения содержаний MgO. Наибольшие значения асимметрии характерны для ранних интрузивов, несколько меньшие — для образований более молодых фаз.

Коэффициент эксцесса для всех массивов отрицателен и примерно одного порядка (—0,21÷—0,70).

В ряду гранитоидных пород магний участвует в образовании биотита и роговой обманки. В этих минералах за счет близости ионного радиуса Mg^{2+} его может замещать большое число других катионов (Белов, 1959), в первую очередь закисное железо, затем кобальт, никель, титан, медь, цинк, ванадий и др.

Количество магния обычно выше в темноцветных минералах ранней стадии кристаллизации. Поэтому соотношение магнезии и двухвалентного железа, а также других окислов часто используется для определения положения пород в генетическом ряду.

Соотношения магнезии, извести и окислов железа в роговых обманках и биотитах из интрузивов последовательных фаз внедрения крыккудукского комплекса приведены в табл. 17 и 18.

Из приведенных данных видно, что роговые обманки из однофазных интрузивов — Крыккудукского, Аккудукского, Западно-Атансорского и Северо-Восточного Атансорского — характеризуются близким составом и сходными соотношениями $MgO : FeO$; $Fe_2O_3 : FeO$; $MnO : CaO$ и $(Fe_2O_3 + FeO) : MnO$. Несколько выде-

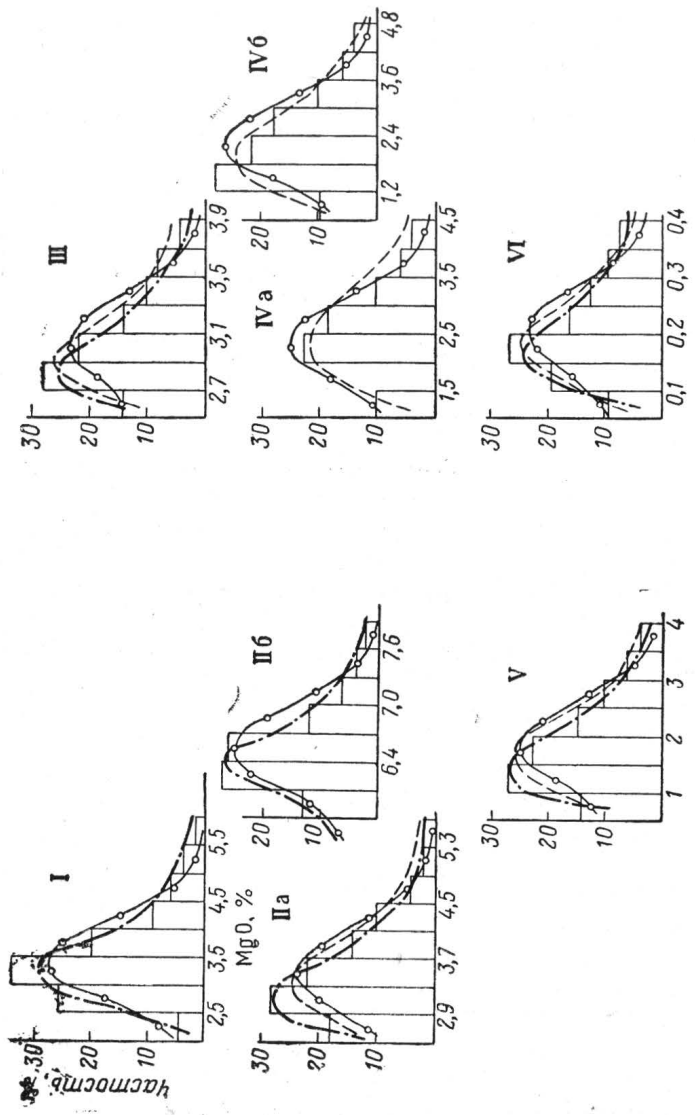


Рис. 13. Гистограммы распределения окиси магния и выравнивающие их кривые нормального, логнормального распределения и типа Пирсон-I в интрузивах крыккудукского комплекса. Условные обозначения см. рис. 12.

Таблица 17

Соотношение окислов магния, кальция и железа в роговых обманках из гранитоидов крыккудукского комплекса

Номер пробы	Содержание окислов в роговой обманке, вес. %					MgO / FeO	Fe_2O_3 / FeO	10MnO / FeO	(Fe_2O_3+FeO) / MgO	MgO / CaO
	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO					
31/3	2,62	13,76	0,44	9,92	7,35	0,72	0,19	0,32	1,65	1,35
125/3	3,08	14,95	0,53	10,08	8,43	0,70	0,20	0,35	1,68	1,20
95/3	2,64	12,33	0,39	12,84	10,21	1,04	0,21	0,32	1,16	1,25
64/3	2,65	15,07	0,56	11,11	9,39	0,74	0,18	0,38	1,59	1,20
108/3	3,22	13,29	0,40	11,00	8,39	0,82	0,24	0,30	1,50	1,32
60/3	2,92	15,48	0,45	11,01	8,17	0,71	0,19	0,30	1,67	1,32
15/3	4,47	11,06	0,60	10,85	10,16	0,98	0,40	0,54	1,43	1,06
92/3	2,74	10,67	0,26	6,34	8,80	0,59	0,26	0,24	2,11	0,72

31/3 — Крыккудукский массив, гранодиорит из центральной части массива; 125/3 — то же; 95/3 — то же, диорит из эндоконтактной зоны массива; 64/3 — Западно-Атансорский массив, гранодиорит из центральной части массива; 108/3 — Аккудукский массив, гранодиорит из центральной части массива; 60/3 — Северо-Восточный Атансорский массив, гранодиорит; 15/3 — Ащикольский массив, гранодиорит; 92/3 — Черняховский массив, гранит.

Таблица 18

Соотношение окислов магния, кальция и железа в биотитах из гранитоидов крыккудукского комплекса

Номер пробы	Содержание окислов в биотитах, вес. %					MgO / FeO	Fe_2O_3 / FeO	10MnO / FeO	(Fe_2O_3+FeO) / MgO	MgO / CaO
	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO					
31/3а	3,69	16,25	0,22	10,36	1,50	0,64	0,23	0,13	1,92	6,91
15а	4,30	14,16	0,38	11,48	1,77	0,81	0,30	0,26	1,61	6,49
19/3а	2,94	12,94	0,75	6,67	0,89	0,52	0,23	0,58	2,38	7,50
20/3а	3,49	9,49	1,40	5,66	0,54	0,58	0,36	1,44	2,33	10,5

31/3а — Крыккудукский массив, гранодиорит; 15а — Ащикольский массив, гранодиорит; 19/3а — Черняховский массив, гранит; 20/3а — Кольцевая интрузия, гранит.

ляются среди них роговые обманки Ащикольского массива более высокими содержаниями окисного железа и извести.

В образованиях зоны эндоконтакта заметно возрастает по сравнению с амфиболами из центральной части Крыккудукского массива отношение MgO : FeO (1,04 против 0,70—0,72).

По физико-химическим данным магнезиальные силикаты являются более высокотемпературными, чем аналогичные им железистые силикаты, поэтому отношение MgO : FeO часто используется

в качестве критерия для определения температуры их образования. Увеличение этого параметра в роговых обманках из гибридизированных диоритов контактной части массива, возможно, объясняется экзотермическим характером процессов ассимиляции в определенных частях интрузии. По данным Л. Л. Перчука (1964), по направлению к контактам железистость массивов изменяется в весьма заметных пределах. Повышение основности магмы за счет ассимиляции двухвалентного основания понижает железистость кристаллизующихся из нее пород.

Действительно, в центральных частях Крыккудукского массива преобладают гранодиориты и кварцевые диориты с $f'=51{,}2—56{,}1$ (см. табл. 9), а в краевых частях, где проявлены гибридизм и ассимиляция, железистость (f') не выходит за пределы 38,9—45,0. Вместе с тем эти породы принадлежат к одному типу щелочности. Коэффициент железистости $(Fe_2O_3+FeO):MgO$ направленно уменьшается в сторону контакта (табл. 19).

Таблица 19

Коэффициент железистости гранитоидов Крыккудукского массива

Окислы	Центральная часть массива		Приконтактная часть массива	
	Гранодиорит	Кварцевый диорит	Гибридизированный гранодиорит	Диорит
Fe_2O_3+FeO	6,14	8,13	7,15	7,04
MgO	0,75	2,30	4,28	4,99
$(Fe_2O_3+FeO):MgO$	8,2	3,6	1,7	1,4

Исследование железистости роговых обманок (см. табл. 17) показало, что это соотношение, так же как и в породах в целом, закономерно понижается по направлению к контакту массива (до 1,16 против 1,65—1,68 в центральной части).

В ряду дифференциатов главная фаза — дополнительная фаза отношение $MgO:FeO$ для роговых обманок несколько понижается, а железистость возрастает (до 2,11). Последнее, являясь результатом процессов дифференциации гранодиоритовой магмы крыккудукского резервуара, подтверждает более позднее время формирования Черняховской и Кольцевой интрузий и хорошо согласуется с данными по петрохимии этих массивов, приведенными в предыдущем разделе.

Данные табл. 18 показывают также, что рассмотренные соотношения закономерно меняются и в биотитах — темноцветных минералах более поздней генерации.

Отношение $MgO:FeO$ в них в общем ниже по величине, чем в роговых обманках, и аналогично понижается в образованиях дополнительных фаз. Железистость биотитов, напротив, несколько большая, и относительное повышение ее наблюдается в направлении последовательности внедрения интрузий. Отношение $MgO:CaO$ в биотитах резко возрастает по сравнению с амфиболами, поскольку вхождение кальция с бóльшим ионным радиусом, чем у магния, в структуру биотита затруднено, так как может привести к уменьшению ее стойкости.

Отношение $Fe_2O_3:FeO$, характеризующее величину кислородного потенциала, в общем близко в роговых обманках и биотитах.

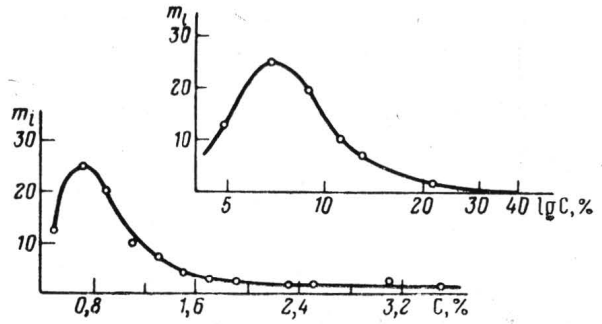


Рис. 14. Распределение окиси магния в магнетитах из гранодиоритов Крыккудукского массива в весовых процентах и в логарифмах концентраций

В виде примеси магний содержится и в рудных минералах гранитоидов, в частности в магнетитах, где замещает закисное железо. В магнетитах из гранодиоритов центральной части Крыккудукского массива содержание окиси магния колеблется в пределах 0,40—3,2%.

Исследование статистического характера распределения концентраций MgO в магнетитах показывает, что оно характеризуется четкой правой асимметрией (рис. 14). Логарифмическое преобразование приводит распределение к нормальному.

Кальций. Кальцию, как и железу, принадлежит ведущая роль в процессах кристаллизации гранитоидных магм. Среди характерных чёрт, оказывающих влияние на геохимические пути кальция, необходимо отметить следующие: 1) отсутствие изоморфной смесимости в большинстве кристаллических решеток между атомами Ca, Mg и Fe; частичное замещение и связь между Ca, Na и Mn^{2+}; 2) появление лишь двойных солей с Mg — Fe в постройках типа пироксенов и роговых обманок и их разрушение на поверхности; 3) очень большое распространение и относительная устойчивость (в противоположность магнию) кальция в алюмосиликатах; 4) сильно щелочные свойства, резко повышающие pH в контактах с известковыми породами или при их поглощении.

Кларк литосферы для кальция равен 3,6%. Для кислых пород он составляет 1,58%, для средних — 4,65% (Виноградов, 1962; Rancama a. Sahama, 1949).

В интрузивных породах крыккудукского комплекса среднее содержание окиси кальция имеет наибольшее значение для пород главной фазы — Крыккудукского (6,75%) и Аккудукского (5,50%) массивов — вследствие преобладания в их составе средних плагиоклазов и роговой обманки над другими минералами. В эндоконтактных зонах этих массивов концентрация кальция возрастает до 8—9% в результате повышения основности пород до габбро за счет ассимиляции и взаимодействия с вмещающими толщами основного состава.

В гранитах дополнительных фаз внедрения среднее содержание окиси кальция понижается до 2,5—4% в породах Западно-Черняховского массива, приближаясь к кларковому, и резко падает до 0,45—0,78% в лейкократовых гранитах Кольцевой интрузии (в 3,5 раза ниже кларка).

В табл. 20 приведены, кроме средних значений содержания извести в массивах крыккудукского комплекса, также модальные концентрации и другие характеристики статистического распределения.

Таблица 20

Распределение извести в гранитоидах крыккудукского комплекса

Интрузивная фаза	Массив	Объем выборки	Концентрация CaO, вес. %		Дисперсия σ^2	Коэффициенты	
			средняя	модальная		асимметрия A	эксцесса E
Главная	Крыккудукский	98	5,75	5,01	3,082	+0,04	—0,05
	Аккудукский:						
	центральная часть	48	5,50	5,20	2,824	+0,36	—0,48
	эндоконтакт	76	9,42	8,82	4,073	+0,59	—0,31
	Ащикольский	63	4,72	4,75	3,815	—0,01	—0,28
	Западно-Атансорский:						
	центральная часть	48	4,96	4,33	3,157	+0,31	—0,41
	эндоконтакт	45	6,55	5,75	5,751	+0,62	—0,47
Дополнительная	Черняховский	48	4,50	4,10	4,128	+0,77	—0,15
	Кольцевая интрузия	74	0,62	0,54	3,762	+0,95	+0,42

Распространение концентраций CaO в породах крыккудукского комплекса характеризуется достаточно высокой дисперсией, однако значения ее в однофазных интрузиях близки. Пределы изменения дисперсии составляют 2,824—3,815 для массивов главной фазы (рис. 15).

В приконтактных зонах массивов — Аккудукского и Западно-Атансорского — соответственно повышению концентраций извести возрастает и неоднородность их распределения. Это относится в меньшей степени для Аккудукского массива (4,073 против 2,824

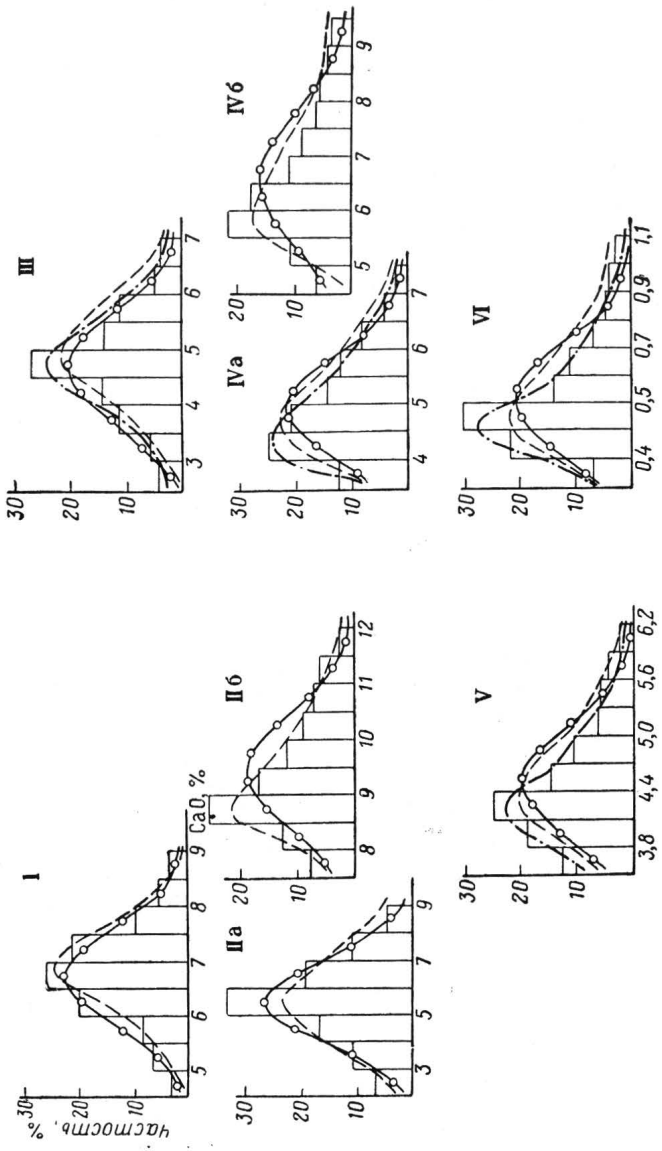


Рис. 15. Гистограммы распределения извести и выравнивающие их кривые нормального, логнормального распределения и типа Пирсон-I в интрузивах крыккудукского комплекса:
Условные обозначения см. рис. 12.

в центральной части) и в большей — для Атансорского (5,751 против 3,157).

Коэффициент асимметрии статистического распределения CaO в центральных частях интрузивов первой фазы мал и составляет —0,01÷+0,36. Это объясняется тем, что известь входит в виде основной компоненты во все породообразующие минералы гранодиоритовых пород, слагающих рассмотренные массивы. В зонах эндоконтакта меняется характер распределения CaO и асимметрия значительно возрастает.

В лейкократовых гранитах дополнительной фазы, особенно Кольцевой интрузии, где CaO выступает уже не в качестве основной, а второстепенной компоненты, распределение концентраций характеризуется существенной положительной асимметрией (до +0,95).

Значения эксцесса, характеристики рассеяния второго порядка, в породах главной фазы комплекса близки по величине и отрицательны по знаку (—0,05÷—0,48), в образованиях же дополнительной фазы колебания эксцесса больше (от —0,15 до +0,42).

Выводы. В поведении породообразующих компонентов — извести, магнезии, железа — в породах крыккудукского интрузивного комплекса устанавливаются следующие общие закономерности:

1. Влияние процессов глубинного гибридизма на первом этапе становления образований комплекса обусловило возникновение разнообразных по составу гранодиоритовых пород с постепенными переходами между ними. Следствием этих процессов является не только повышение содержаний CaO, MgO и Fe относительно кларка, но и значительный рост дисперсии их концентраций.

2. Процессы контаминации усиливались вблизи контактов с вмещающими породами, что находит свое выражение как в повышении дисперсии содержаний, так и в изменении других параметров распределения, в частности коэффициента асимметрии.

3. Отмечается некоторое своеобразие в поведении рассмотренных компонентов в эндоконтактной зоне Западно-Атансорского массива, обусловленное условиями его внедрения и интенсивностью развития процессов ассимиляции. Так, если в приконтактной части Аккудукского интрузива происходит увеличение содержаний CaO, MgO и Fe, сопровождающееся ростом их дисперсии, то в Западно-Атансорском наблюдается заметное повышение концентраций CaO при резком понижении содержаний Fe и MgO. Последнее явилось результатом поглощения интрудирующей магмой Западно-Атансорского массива вмещающей эффузивно-карбонатной толщи атансорской свиты среднего ордовика, что привело к обогащению краевой зоны известью, повышению pH в контактах с известковыми породами, обогащению летучими и H_2O. Это способствовало выделению из магмы свободных окислов железа и последующему его выносу вместе с другими металлами (магнием, кобальтом и т. п.) во вмещающие породы с образованием рудных зон Атансорского железорудного месторождения.

4. Повышение основности зон эндоконтакта массивов главной фазы комплекса и усиление активности ассимиляционных процессов привели к понижению железистости как в целом в породах этих зон, так и в отдельных минералах (роговых обманках, биотитах).

5. Распределение железа, магнезии, извести в процессе дифференциации гибридной магмы, приведшей к образованию пород дополнительной фазы, подчиняется обычным закономерностям, установленным для гранитоидов. В более кислых дифференциатах содержания Fe, Mg, CaO понижаются, железистость же пород и отдельных минералов возрастает.

6. Изменения параметров статистического распределения рассмотренных элементов следуют указанным особенностям формирования пород и хорошо согласуются с распределением в них минералов-концентраторов и минералов-носителей этих элементов.

Рассеянные, редкие и рудные элементы

Марганец. Особенности распределения марганца в изверженных горных породах изучались многими учеными (А. Е. Ферсман, В. М. Гольдшмидт, Д. М. Брей, Э. Б. Санделл и др.). Этот элемент геохимически связан с железом и поэтому накапливается преимущественно в железистых минералах. Благодаря относительно легкому изменению валентности марганец может концентрироваться в поздних продуктах дифференциации гранитоидных магм. Распределение марганца в некоторых из интрузивных массивов рассматриваемого района показано в табл. 21.

Таблица 21

Содержание марганца в гранитоидах крыккудукского комплекса

Порода	Среднее содержание Mn, вес. %	Коэффициент вариации, %
Главная интрузивная фаза		
Ащикольский массив		
Серые среднезернистые граниты	0,065	20,7
Гранодиорит из краевой зоны	0,08	31,8
Дополнительная интрузивная фаза		
Розовые среднезернистые граниты	0,04	7,2
Розовые мелкозернистые граниты (краевая зона)	0,045	6,8
Кирпично-красные гранит-порфиры	0,035	5,8

Концентрации марганца в исследуемых породах колеблются в пределах 0,035—0,06%, превышая кларковое значение для кислых пород (Виноградов, 1962). Наблюдается слабая тенденция к

понижению содержания марганца в породах более поздней фазы.

Приведенные значения коэффициента вариации свидетельствуют о том, что породы главной фазы, несущие следы гибридизма, отличаются большей неравномерностью распределения содержаний марганца, т. е. последний ведет себя аналогично железу, с которым тесно геохимически связан.

В табл. 21 приведены также значения концентраций марганца в краевых зонах рассматриваемых массивов у контакта с эффузивной толщей ордовикского возраста. Характерно, что большая интенсивность перераспределения вещества (повышение средних значений и вариации концентраций) свойственна лишь гранитоидам главной фазы Ащикольского массива. В зонах закалки гранитов дополнительной фазы изменения в характере распределения марганца почти не наблюдается.

Сравнение пород обеих интрузивных фаз говорит о том, что темноцветные минералы (роговая обманка, биотит) из гранитов ранней фазы содержат больше марганца (табл. 22).

Таблица 22

Содержание марганца в минералах гранитоидов крыккудукского комплекса

Минерал	Содержание минерала в породе, %	Содержание Mn в минерале, вес. %	Количество Mn в минерале при пересчете на 1 г породы, вес. %	Количество Mn в данном минерале, %	Общее содержание Mn в породе, вес. %
Проба 1109. Серый среднезернистый гранит (главная интрузивная фаза)					
Кварц	22,9	Нет	—	—	—
Плагиоклаз	52,8	0,005	0,0026	4,0	—
Калиевый полевой шпат	9,9	0,003	0,0003	0,5	—
Биотит	7,4	0,47	0,0348	52,2	—
Роговая обманка	5,9	0,41	0,0241	37,1	—
Акцессорные минералы	0,8	0,01	0,0001	0,2	—
Сумма			0,0619		0,065
Проба 738. Розовый мелкозернистый гранит (дополнительная интрузивная фаза)					
Кварц	30,91	Нет	—	—	—
Плагиоклаз	35,40	0,03	0,0010	2,3	—
Калиевый полевой шпат	27,68	0,002	0,0005	1,1	—
Биотит	2,81	1,10	0,0309	70,2	—
Роговая обманка	2,60	0,46	0,0120	27,2	—
Акцессорные минералы	0,57	0,01	0,0001	0,2	—
Сумма			0,0445		0,045

Данные табл. 22 показывают, что марганец практически встречается во всех минералах, кроме кварца. Наибольшее количество его наблюдается в биотите (50—70% от общего содержания в породе) и роговой обманке (27—37%), где он замещает окисное железо.

В магнетитах марганец также присутствует как аналог железа. По данным 40 анализов магнетитов из гранодиоритов центральной части Крыккудукского массива концентрация марганца в них колеблется от 0,07 до 0,23%. Среднее содержание его 0,10%.

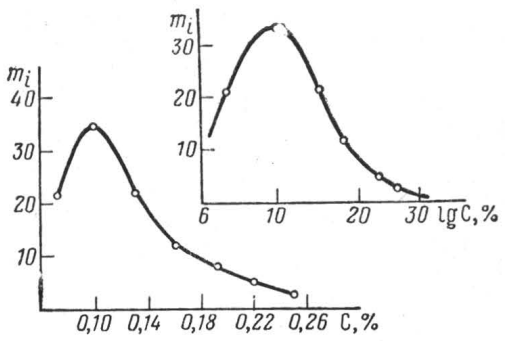


Рис. 16. Распределение концентраций и логарифмов концентраций марганца в магнетитах из гранодиоритов Крыккудукского массива

Распределение концентраций марганца, как видно из рис. 16, характеризуется четкой положительной асимметрией. Последнее является характерной чертой распределения элемента-примеси в минерале. Логарифмическое преобразование приводит кривую к симметричной. Это говорит о том, что распределение марганца в магнетите хорошо согласуется с логнормальным законом.

Ванадий. Ванадий в магматических породах находится исключительно в рассеянном состоянии, изоморфно рассеиваясь в минералах Fe, Al и Ti.

Закономерности распределения ванадия в горных породах определяются (Щербина, 1959): 1) кристаллохимическими особенностями V^{3+}, в виде которого он находится в эндогенных минералах; 2) химическими свойствами V_2O_3 и его поведением в магматических процессах в зависимости от состава расплава (включая и летучие), щелочных или кислотных свойств последнего, окислительно-восстановительных характеристик, а также температуры и давления; 3) общегеологическими и регионально-геохимическими условиями.

Кристаллохимические особенности ванадия определяются близостью по величине и поляризационным свойствам иона V^{3+} к ионам более распространенных элементов Fe^{3+} 0,67Å, Ti^{4+} 0,64Å, Al^{3+} 0,57Å, в минералах которых он рассеивается в виде изоморфной примеси.

В магматических породах распределение ванадия неравномерно. Содержание его значительно в меланократовых породах и мало в лейкократовых. Кларк ванадия в литосфере 0,015%. Для изверженных пород кислого состава он равен 0,004%, среднего — 0,01% (рис. 17).

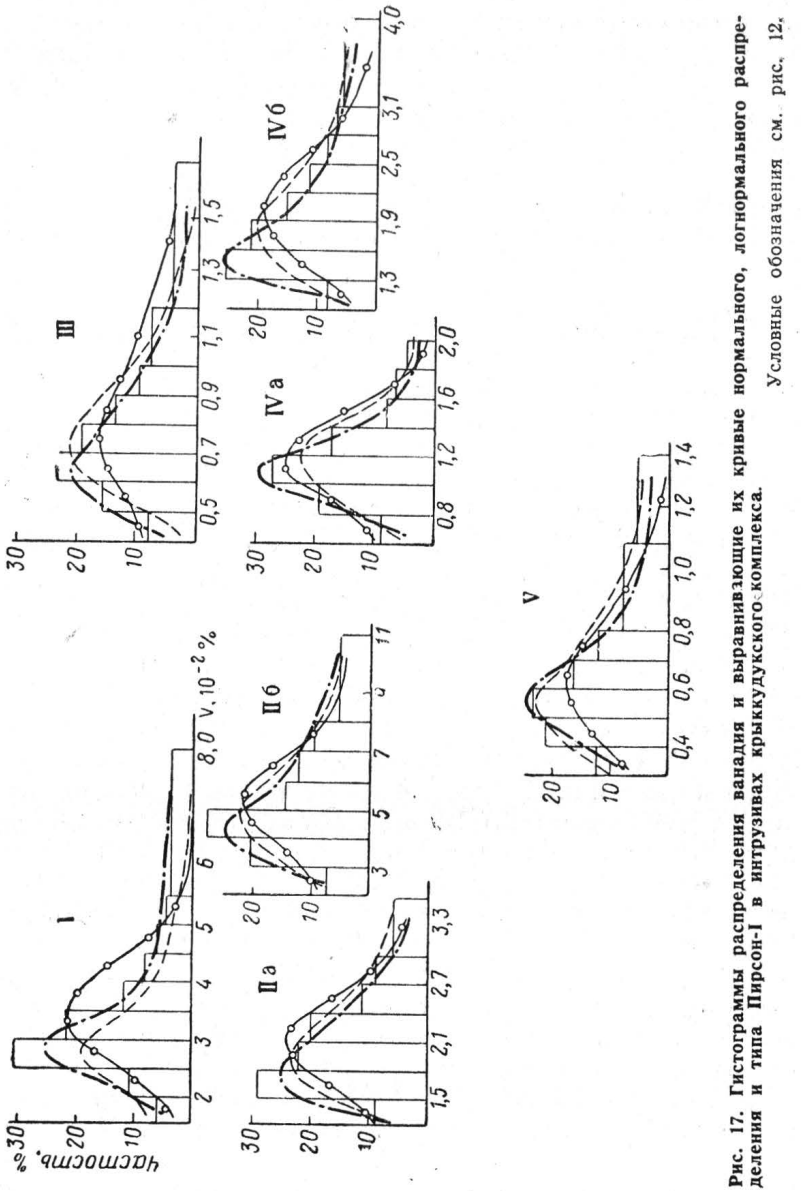


Рис. 17. Гистограммы распределения ванадия и выравнивающие их кривые нормального, логнормального распределения и типа Пирсон-I в интрузивах крыккудукского комплекса. Условные обозначения см. рис. 12.

В табл. 23 приводятся основные данные, характеризующие распространение ванадия в массивах исследуемого комплекса.

Таблица 23

Распределение ванадия в гранитоидах крыккудукского комплекса

Интрузивная фаза	Массив	Объем выборки	Концентрация V, 10^{-2} %		Дисперсия σ^2	Коэффициенты	
			средняя	модальная		асимметрии A	эксцесса E
Главная	Крыккудукский	111	2,27	1,73	3,031	+0,58	—0,32
	Аккудукский:						
	центральная часть	4,5	2,10	1,80	2,041	+0,38	—0,77
	эндоконтакт	68	5,20	5,0	3,014	+0,23	—0,73
	Ащикольский	52	1,76	1,65	3,365	+0,40	—0,59
	Западно-Атансорский:						
	центральная часть	46	1,17	1,08	2,269	+0,62	—0,13
	эндоконтакт	48	2,0	1,60	3,896	+0,64	—0,58
Дополнительная	Черняховский	48	0,62	0,60	2,917	+0,22	—0,67
	Кольцевая интрузия	70	0,1				

Во всех массивах содержание ванадия в 2—3 раза выше кларкового. Наибольшее его содержание (как и железа) в Крыккудукском массиве (0,0227%). В трех других массивах — Аккудукском, Ащикольском, Западно-Атансорском — его концентрация несколько ниже, что, возможно, является следствием более высокого эрозионного среза этих массивов (Н. Н. Амшинский, 1964). Дисперсия распределения концентраций ванадия в массивах главной фазы колеблется в пределах 2,041—3,031. В эндоконтактных зонах Аккудукского и Западно-Атансорского массивов содержания ванадия возрастают примерно вдое. Дисперсия концентраций также растет по сравнению с центральными частями массивов.

Асимметрия распределения концентраций во всех случаях положительна и лежит в пределах $+0{,}38 \div +0{,}62$. В контактных зонах Аккудукского и Западно-Атансорского массивов подтверждается различие, отмеченное ранее для других элементов. Асимметрия распределения в контакте первого массива уменьшается, а в контакте второго — возрастает. Это связано с ростом неравномерности распределения элементов группы железа в приконтактных частях Западно-Атансорского массива, образованием локальных скоплений зон повышенных концентраций, а в экзоконтакте — промышленных проявлений железа и связанных с ним примесей.

В интрузиях дополнительных фаз внедрения содержания ванадия понижается относительно главной фазы, но остается выше кларка для кислых пород. Так, для Черняховского массива средняя концентрация ванадия составляет $0{,}62 \cdot 10^{-2}$%, а для Кольцевой интрузии — менее $0{,}1 \cdot 10^{-2}$%. При этом коэффициент вариа-

ции возрастает до 37%. В общем следует отметить значительные колебания концентраций ванадия в зависимости от состава и условий формирования исследуемых массивов, что позволяет считать его хорошим индикатором процессов гибридизма, контактного изменения пород и пр.

Распространение вандия (как и других элементов) в гранитоидных породах определяется, при прочих равных условиях, теми породообразующими минералами, которые могут содержать ванадий. Ванадий входит в качестве изоморфной примеси в титаномагнетит, моноклинный пироксен, роговую обманку, биотит, эпидот, титанит. Он отсутствует или содержится в количестве менее 10 *г/т* в полевых шпатах, кварце и почти не встречается в апатите и сульфидах. Содержание ванадия в ильмените значительно ниже, чем в титаномагнетите, с которым связаны обычно самые высокие его концентрации в гранитоидных породах.

Изоморфизм ванадия зависит от типов кристаллических решеток соединений, в которые он входит, и от координационного числа замещаемых элементов. В связи с этим ванадий способен замещать алюминий в шестерной координации (слюды, пироксены) и не способен замещать алюминий в четверной координации (полевые шпаты).

На вхождение ванадия в кристаллические решетки минералов влияют: 1) энергия кристаллической решетки, а именно энергетическая выгода вхождения ванадия («захватывается» или «допускается») в решетку данного минерала; 2) компенсационный изоморфизм, т. е. замена V_2O_3 недостающего Fe_2O_3 при образовании магнетита. Этот процесс происходит в условиях заметного избытка в окружающей среде FeO над Fe_2O_3, когда V_2O_3 «имитирует» собой «недостающую» Fe_2O_3, особенно охотно входя в кристаллические решетки окисножелезистых минералов (В. В. Щербина, 1959 г.); 3) температурные условия: более высокотемпературные разности одного и того же минерала значительно богаче ванадием, чем его низкотемпературные разности.

В табл. 24 приводятся результаты изучения распределения ванадия по минералам гранитоидов главной и дополнительной фаз внедрения крыккудукского комплекса.

Из табл. 24 следует, что наибольшее содержание ванадия приходится на минералы магнитной фракции, биотит и роговую обманку, где он замещает ионы двух- и трехвалентного железа.

Максимальное количество ванадия породы содержится в биотите (60—70%), несколько меньшее — в роговой обманке (30—37%). Причем в биотите пород ранних стадий формирования ванадия содержится больше, чем в биотите из более поздних пород.

Галлий. Несколько отличается от приведенных выше элементов по своим геохимическим свойствам галлий. Он является типичным рассеянным элементом, не образующим самостоятельных минералов. В магматическом процессе галлий тесно связан с алюминием, что определяется близостью их химических и кристаллохимических свойств (одинаковая валентность и близость ионных радиусов: для Al^{3+} 0,57Å и для Ga^{3+} 0,62Å). В изверженных горных породах он почти исключительно находится в виде изоморфной примеси в алюминийсодержащих минералах, т. е. встречается в гранитоидных породах практически во всех породообразующих минералах. Данные по распределению галлия в некоторых массивах исследуемого района приведены в табл. 25.

Из табл. 25 видно, что содержание галлия в гранитоидных породах сходно: интервал колебания его концентраций очень узок (0,0040—0,0045%). Малые значения коэффициента вариации и нешироκий интервал его изменения (4—7%) свидетельствуют об исключительной устойчивости процесса накопления малых концентраций галлия при формировании гранитоидных пород, что подтверждается также однообразием содержаний и равномерностью его распределения в породах разных интрузивных фаз.

Л. В. Таусон (1961) при исследовании поведения галлия в гранитоидах различных эпох и территорий также отмечал большую однородность его распределения и малые вариации концентраций. Последнее объясняется тем, что, как показывают Макинтайр (1963) и Рябчиков (1965), коэффициент распределения гал-

Таблица 24

Содержание ванадия в минералах гранитоидов крыккудукского комплекса

Минерал	Содержание минерала в породе, %	Содержание V в минерале, вес. %	Количество V в минерале при пересчете на 1 *г* породы, вес. %	Количество V в данном минерале, %	Общее содержание V в породе, вес. %
Проба 1109. Серый среднезернистый гранит (главная интрузивная фаза)					
Кварц	22,9	Не обнаружено	—	—	—
Плагиоклаз	52,8	»	—	—	—
Калиевый полевой шпат	9,9	»	—	—	—
Биотит	7,4	0,075	0,0055	68,8	—
Роговая обманка	5,9	0,035	0,0024	30,0	—
Акцессорные минералы	0,8	0,010	0,0001	1,2	—
Сумма			0,0080	100	0,010
Проба 738. Розовый мелкозернистый слабо порфировидный гранит (дополнительная интрузивная фаза)					
Кварц	30,91	Не обнаружено	—	—	—
Плагиоклаз	33,40	»	—	—	—
Калиевый полевой шпат	27,68	»	—	—	—
Биотит	2,81	0,064	0,0018	60,0	—
Роговая обманка	3,60	0,030	0,0011	37,0	—
Акцессорные минералы	1,57	0,008	0,0001	3,0	—
Сумма				100	0,003

Таблица 25

Содержание галлия в гранитоидах крыккудукского комплекса

Порода	Среднее содержание Ga, %	Коэффициент вариации, %	Ga:V
Главная интрузивная фаза			
Ацикольский массив			
Серые среднезернистые граниты	0,0042	4,2	0,42
Гранодиорит из краевой зоны	0,0040	6,8	0,13
Дополнительная интрузивная фаза			
Розовые среднезернистые граниты	0,0041	7,0	0,68
Розовые мелкозернистые граниты (зона эндоконтакта)	0,0045	7,5	0,51
Кирпично-красные гранит-порфиры	0,0040	5,2	4,5

лия при кристаллизации магм характеризуется постоянной величиной, что предопределяет равномерное распределение его по минералам гранитоидных пород.

Г. Г. Воробьев (1957) установил тесную эндокриптную связь галлия с ванадием в процессе замещения Fe^{3+} и Al^{3+}. Галлий при этом накапливается, хотя и незначительно, в породах конечных стадий магматического процесса (0,0016% для габбро, 0,0018—0,0025% для гранитов, по Л. В. Таусону), концентрируясь в основном в полевых шпатах, тогда как ванадий преимущественно находится в железосодержащих минералах (темноцветных).

Как видно из табл. 25, отношение Ga : V резко меняется (уменьшается) в зонах контактов интрузивных пород с вмещающими, где отчетливо проявляются процессы гибридизации. В последовательных же дифференциатах, напротив, это отношение отчетливо возрастает, так как Ga и V ведут себя в этих образованиях полярно: первый слабо возрастает, второй резко уменьшается.

Закономерности распределения галлия по минералам изверженных пород изучались многими исследователями (Брей, 1952; Воробьев, 1957; Сандел, 1952; Таусон, 1961). Как уже указывалось, галлий в основном концентрируется в алюминийсодержащих породообразующих минералах гранитоидных пород. Доля акцессорных минералов в балансе распределения галлия незначительна, хотя он может входить, замещая Fe^{3+} совместно с ванадием, в такие минералы, как сфен, ильменит и др. (Маракушев, 1961).

Некоторое представление о распределении галлия среди породообразующих минералов горных пород рассматриваемого района дает табл. 26. Наибольшие концентрации галлия наблюдаются в биотитах. Однако в породах описываемого района основная масса галлия связывается с полевыми шпатами ввиду малых со-

Таблица 26

Содержание галлия в минералах гранитоидов крыккудукского комплекса

Минерал	Содержание минерала в породе, %	Содержание Ga в минерале, вес. %	Количество Ga в данном минерале при пересчете на 1 г породы, вес. %	Количество Ga в данном минерале, %	Общее содержание Ga в породе, вес. %
Проба 1109. Серый среднезернистый гранит (главная интрузивная фаза)					
Кварц	22,9	Следы	—	—	—
Плагиоклаз	52,8	0,0048	0,0025	60,0	—
Калиевый полевой шпат	9,9	0,0036	0,0004	9,5	—
Биотит	7,4	0,0145	0,0010	23,8	—
Роговая обманка	5,9	0,0015	0,0001	2,4	—
Акцессорные минералы	0,8	0,0140	0,0001	2,4	—
Сумма					0,0042
Проба 738. Розовый мелкозернистый слабо порфировидный гранит (дополнительная интрузивная фаза)					
Кварц	30,91	0,0005	0,0001	2,2	—
Плагиоклаз	33,40	0,0070	0,0024	53,3	—
Калиевый полевой шпат	27,68	0,0044	0,0013	29,7	—
Биотит	2,81	0,0090	0,0003	6,7	—
Роговая обманка	3,60	0,0036	0,0001	2,2	—
Акцессорные минералы	1,57	0,0100	0,0002	4,4	—
Сумма					0,0045

держаний биотита в породах. В кварце галлий содержится в виде следов, поэтому этот минерал ощутимого влияния на распределение галлия не оказывает.

Таким образом, распределение в породах исследуемого района ванадия, марганца, галлия, преимущественно входящих в состав основных породообразующих минералов, различно и зависит от состава и условий формирования этих пород, что может быть использовано для решения вопросов петрогенезиса. В частности, эти элементы можно использовать в качестве индикаторов для корреляции различных пород. Кроме того, в ряде случаев они достаточно четко фиксируют интенсивность приконтактных взаимодействий, что может быть использовано при решении некоторых вопросов металлогении.

Стронций и барий. В распределении бария и стронция очень показательна роль кристаллических структур минералов.

Барий, как известно, кристаллохимически близок к калию (радиусы ионов 1,43 и 1,33 Å соответственно). В связи с этим изомор-

физм калия с барием является наиболее вероятным и постоянным явлением. Несколько меньший изоморфизм калия со стронцием.

Отношение $r^{2+}_{Ba} : r^{2}_{O}$ превышает 1, что, казалось бы, должно обусловливать преимущественное вхождение в биотит. Однако концентрация бария в биотитах не наблюдается. Л. В. Таусон (1961) допускает, что при изоморфной замене калия барием, возможно, одновременно происходит замещение кремния алюминием. В калиевом полевом шпате такое компенсационное замещение происходит легче, чем в биотите, где дополнительная (>1/4) замена атомов кремния алюминием затруднена.

Стронций накапливается в значительных количествах в ранних плагиоклазах, содержащих кальций.

Данные разных исследователей свидетельствуют о том, что в плагиоклазах по сравнению с роговыми обманками на равное количество кальция приходится в 30—40 раз больше стронция. Причиной разного содержания стронция в этих минералах может быть только различие их структур. Ионные радиусы кальция и стронция, как известно, очень отличаются (1,06 и 1,27 Å, соответственно). Поэтому стронций труднее входит в структуры с более плотной упаковкой (роговые обманки). Это говорит о том, что изоморфная емкость минералов зависит от особенностей их кристаллических структур.

В табл. 27 приводится распределение калия, натрия, кальция, бария и стронция в некоторых из изучаемых интрузивных массивов.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что для пород дополнительной фазы внедрения характерны более высокие содержа-

Таблица 27

Содержание калия, натрия, кальция, стронция и бария в гранитоидах крыккудукского комплекса

Порода	Средние содержания, вес. %			Ba, 10^{-2} %	Коэффициент вариации Ba, %	Sr, 10^{-2} %	Коэффициент вариации Sr, %
	K	Na	Ca				
Главная интрузивная фаза							
Серые среднезащитные граниты Ащикольского массива	1,36	1,85	3,92	4,0	23,0	5,7	28,0
Дополнительная интрузивная фаза							
Розовые среднезернистые граниты	2,04	1,94	1,67	4,0	11,0	4,2	25,4
Розовые мелкозернистые граниты				3,7	16,2	4,8	25,8
Кирпично-красные гранит-порфиры и плагиогранит-порфиры				4,2	16,0	4,2	31,0

ния калия и натрия. Подвижность этих элементов в различных частях массивов разная, что объясняется отличием химизма, условий формирования и интенсивности взаимодействия образований дополнительной фазы с вмещающей средой (туфопорфириты основного состава).

Представление об изменении средних концентраций этих элементов в приконтактных зонах массивов дает табл. 28.

Таблица 28

Содержание калия, натрия, бария и стронция в приконтактных зонах интрузивов крыккудукского комплекса

Химический элемент	Главная интрузивная фаза. Ащикольский массив. Эндоконтакт с		Дополнительная интрузивная фаза. Зоны эндоконтакта		
			среднезернистых гранитов с		мелкозернистых гранитов с
	порфиритами	мелкозернистыми гранитами дополнительной фазы	порфиритами	кислыми эффузивами	порфиритами
Калий, %	1,20	0,68	1,20	0,27	0,81
Натрий, %	2,23	1,53	2,91	4,73	2,10
Барий, 10^{-2}, %	3,0	1,0	2,4	3,0	3,0
Стронций, 10^{-2}, %	4,0	1,7	3,5	3,6	4,0

В контакте химически активных, насыщенных летучими магм Ащикольского интрузива с основными породами вмещающей толщи наблюдается общее повышение основности, вплоть до образования на отдельных участках контактово-метасоматических габбро. Для гранодиоритов же дополнительной фазы характерно широкое распространение процессов альбитизации и окварцевания, чему отвечает повышение в контакте содержания натрия. Наиболее интенсивные взаимодействия наблюдаются в зоне контакта Ащикольского интрузива (в полосе развития неоднократно подновлявшихся разрывных нарушений), регенерированных проявлений меди и других полезных ископаемых.

Среднее содержание бария в исследуемых породах колеблется в пределах $(2,4—4,3) \cdot 10^{-2}$%, нигде не превышая кларкового значения. Содержание стронция несколько выше кларкового и меняется от $2,5 \cdot 10^{-2}$ до $5,7 \cdot 10^{-2}$%. Значение коэффициента вариации для этих элементов находится в пределах 11—23% для бария и 17—27% для стронция.

Изменения средних содержаний бария и стронция в ходе развития магматического цикла следуют поведению сопряженных петрогенных элементов. Так, от более древних к более молодым обра-

зованиям наблюдается уменьшение содержания кальция и стронция и повышение концентраций натрия и бария.

Ранкама и Сахама (Rankama a. Sahama, 1949) отмечают, что в более поздних дифференциатах происходит преимущественное накопление Ba по сравнению со Sr при общем уменьшении количества этих элементов, что определяет индикаторные свойства отношения Sr : Ba.

В связи с относительно большей растворимостью и подвижностью соединений стронция, меньшим ионным радиусом и большим ЕК по сравнению с барием, интересно определить отношение этих элементов в исследуемых породах (табл. 29).

Таблица 29

Соотношения бария, стронция, калия и натрия в гранитоидах кырккудукского комплекса

Порода	$\frac{Sr}{Ba}$	$\frac{K_2O}{Ba} \cdot 10^2$	$\frac{Na_2O}{Sr} \cdot 10^2$
Главная интрузивная фаза			
Ащикольский массив			
Граниты и гранодиориты неизмененные	1,42	0,33	0,33
Зона эндоконтакта с порфиритами	1,33	0,31	1,55
Дополнительная интрузивная фаза			
Среднезернистые граниты неизмененные	1,05	0,30	0,46
Эндоконтакт с порфиритами	1,46	0,49	0,83
Эндоконтакт с кислыми эффузивами	1,20	0,09	0,31
Мелкозернистые граниты неизмененные	1,30		
Эндоконтакт с порфиритами	1,20	0,30	0,52

Согласно приведенным данным отношение Sr : Ba имеет наибольшее значение в породах первой интрузивной фазы, несколько уменьшаясь в зоне контакта.

Для гранитов дополнительной фазы характерно повышение отношения Sr : Ba в мелкозернистых гранитах по сравнению со среднезернистыми, что свидетельствует о различии в условиях их формирования.

Вероятно, кристаллизация первых проходила при нескольких более высоких температурах. Структуры минералов при этом были менее упорядоченными и легче допускали замену ионов K как на ионы Sr, так и на ионы Na. При более же низких температурах, свойственных образованию аплитовидных гранитов, замена K в полевых шпатах легче идет на меньший, чем у бария, ион стронция.

В табл. 29 приведены также данные о соотношениях K : Ba и Na : Sr, которые говорят о разной активности приконтактных взаимодействий интрузивов с вмещающими породами и хорошо отражают среды, благоприятные для постмагматических проявлений. Со снижением температуры возрастает роль ионов натрия.

Таблица 30

Содержание бария в минералах гранитоидов крыккудукского комплекса

Минерал	Содержание минерала в породе, %	Содержание Ba в минерале, вес. %	Количество Ba в минерале при пересчете на 1 г породы, %	Количество Ba в данном минерале, %	Общее содержание Ba в породе, вес. %
Проба 1106. Серый среднезернистый гранит (главная интрузивная фаза)					
Кварц	22,9	0,020	0,0046	11,5	
Плагиоклаз	52,8	0,031	0,0158	39,5	
Калиевый полевой шпат	9,9	0,135	0,0134	33,5	
Биотит	7,4	0,0071	0,0052	13,5	
Акцессорные минералы	0,8	0,03	0,0002	0,5	
Сумма					0,04%
Проба 735. Розовый мелкозернистый слабо порфировидный гранит (дополнительная интрузивная фаза)					
Кварц	30,91	0,017	0,052	12,1	
Плагиоклаз	33,2	0,008	0,0026	7,1	
Калиевый полевой шпат	27,70	0,110	0,0305	71,9	
Биотит	2,81	0,071	0,0020	4,8	
Роговая обманка	3,60	0,02	0,0007	1,9	
Акцессорные минералы	1,57	0,04	0,0006	1,4	
Сумма					0,043%

Таблицы 30, 31 дают представление о распределении бария и стронция по минералам пород разных фаз. Наибольшие концентрации стронция наблюдаются в плагиоклазах, его содержания также относительно высоки в сфенах и роговой обманке. Барий же содержится в наибольших концентрациях в калиевых шпатах, слюдах и плагиоклазах, меньше его находится в сфенах и амфиболе.

Таким образом, распределение рассеянных элементов в значительной степени зависит от внешних факторов, причем температура и давление влияют преимущественно на особенности кристаллических решеток, а соотношения концентраций элементов — на минералогический состав пород и распределение в них редких и рассеянных элементов.

Таблица 31

Содержание стронция в минералах гранитоидов крыккудукского комплекса

Минерал	Содержание минерала в породе, %	Содержание Sr в минерале, вес. %	Количество Sr в минерале при пересчете на 1 *г* породы, вес. %	Количество Sr в данном минерале, %	Общее содержание Sr в породе, вес. %
Проба 1106. Серый среднезернистый гранит (главная интрузивная фаза)					
Кварц	22,9	Не обн.	—	—	
Плагиоклаз	52,8	0,082	0,0433	85,0	
Калиевый полевой шпат	9,9	0,057	0,0056	9,8	
Биотит	7,4	0,006	0,0004	0,7	
Роговая обманка	5,9	0,004	0,0002	0,3	
Акцессорные минералы (сфен, титан)	0,8	0,163	0,0015	2,6	
					0,057%
Проба 735. Розовый мелкозернистый слабо порфировидный гранит (дополнительная интрузивная фаза)					
Кварц	30,91	Не обн.	—	—	
Плагиоклаз	33,2	0,072	0,0239	66,7	
Калиевый полевой шпат	27,70	0,040	0,011	29,4	
Биотит	2,81	0,0057	0,0002	0,5	
Роговая обманка	3,60	0,0016	0,0001	0,2	
Акцессорные минералы	1,57	0,053	0,0008	2,2	
					0,038%

Кобальт. Кобальт относится к сидерофильным элементам и по своим свойствам занимает промежуточное положение между магнием, железом и никелем. Ионный радиус Co^{2+} равен 0,72 Å и близок к ионным радиусам Cu^{2+} (0,72 Å), Fe^{2+} (0,74 Å), Fe^{3+} (0,64 Å), Mn^{2+} (0,80 Å), Mo^{2+} (0,65 Å), Ni^{2+} (0,69 Å) и Zn^{2+} (0,73 Å).

По данным Р. С. Юнга (1959), содержание кобальта в горных породах колеблется от 0,2 до 250 *г/т*. Оно выше в ранних фракциях кристаллизации изверженных пород. Никел (1954) наблюдал изменения в содержании железа и кобальта в биотите. Сандел и Голдич (1952), изучая изверженные породы Америки, установили, что в гранитах содержание кобальта очень низкое и колеблется от 0,5 до 5 *г/т*. Они нашли, что существует линейная зависимость между содержанием кобальта и содержанием магния, причем отношение Co : MgO приблизительно равно 0,00066. Однако Ноккольдс и Митчелл (Nockolds, Mitchell, 1948), изучая каледонские

изверженные породы, установили, что отношение кобальта к магнию колеблется без какой-либо видимой закономерности. Они дали следующие значения для содержания кобальта в минералах диорита: в плагиоклазе 15 *г/т*, в пироксене 100 *г/т*, в биотите 50 *г/т*.

Кларк кобальта для горных пород кислого состава, по данным А. П. Виноградова (1962), составляет $5 \cdot 10^{-4}$%, а для пород среднего состава — $2 \cdot 10^{-3}$%.

В массивах крыккудукского комплекса концентрация кобальта колеблется в среднем в пределах $(0{,}8—2{,}3) \cdot 10^{-3}$%, оставаясь постоянно выше кларка для кислых пород (табл. 32, рис. 18).

Таблица 32

Распределение кобальта в гранитоидах крыккудукского комплекса

Интрузивная фаза	Массив	Объем выборки	Концентрация Co, 10^{-3} вес. %		Дисперсия $\hat{\sigma}^2$	Коэффициенты	
			средняя	модальная		асимметрии *A*	эксцесса *E*
Главная	Крыккудукский	98	2,30	2,08	3,845	+0,64	—0,01
	Аккудукский:						
	центральная часть	50	1,56	1,50	1,562	+0,26	+0,12
	эндоконтакт	68	3,92	3,78	3,171	+0,25	—0,65
	Ащикольский	46	0,85	8,52	3,070	+0,05	—0,09
	Западно-Атансорский						
	центральная часть	50	1,26	1,30	1,856	—0,02	+9,61
	эндоконтакт	46	0,86	8,20	2,146	+0,34	—0,16
Дополнительная	Черняховский	48	0,88	7,65	2,609	+0,66	—0,34
	Кольцевая интрузия	56	0,05				

Наибольшее среднее содержание кобальта характерно для Крыккудукского массива $(2{,}3 \cdot 10^{-3}$%). В центральных фациях других массивов (Аккудукского, Западно-Атансорского, Ащикольского) оно несколько понижается аналогично поведению ванадия, железа и др. Наименьшая концентрация кобальта наблюдается в Ащикольском массиве $(8{,}54 \cdot 10^{-4}$%).

В эндоконтактной фации Аккудукского массива содержание кобальта возрастает примерно вдвое ($3{,}92 \cdot 10^{-3}$% на эндоконтакте и $1{,}56 \cdot 10^{-3}$% в центральной части), в то время как в зоне контакта Западно-Атансорского массива оно падает в полтора раза (до $0{,}8 \cdot 10^{-3}$% против $1{,}26 \cdot 10^{-3}$% в центральной части массива) аналогично поведению железа и магния.

Дисперсии концентраций кобальта в породах комплекса значительны и лежат в пределах 1,562—3,845. Максимальное значение они приобретают в образованиях центральных фаций главной фазы Крыккудукского массива (3,845). Закономерное относительное повышение дисперсии концентраций (и коэффициента ва-

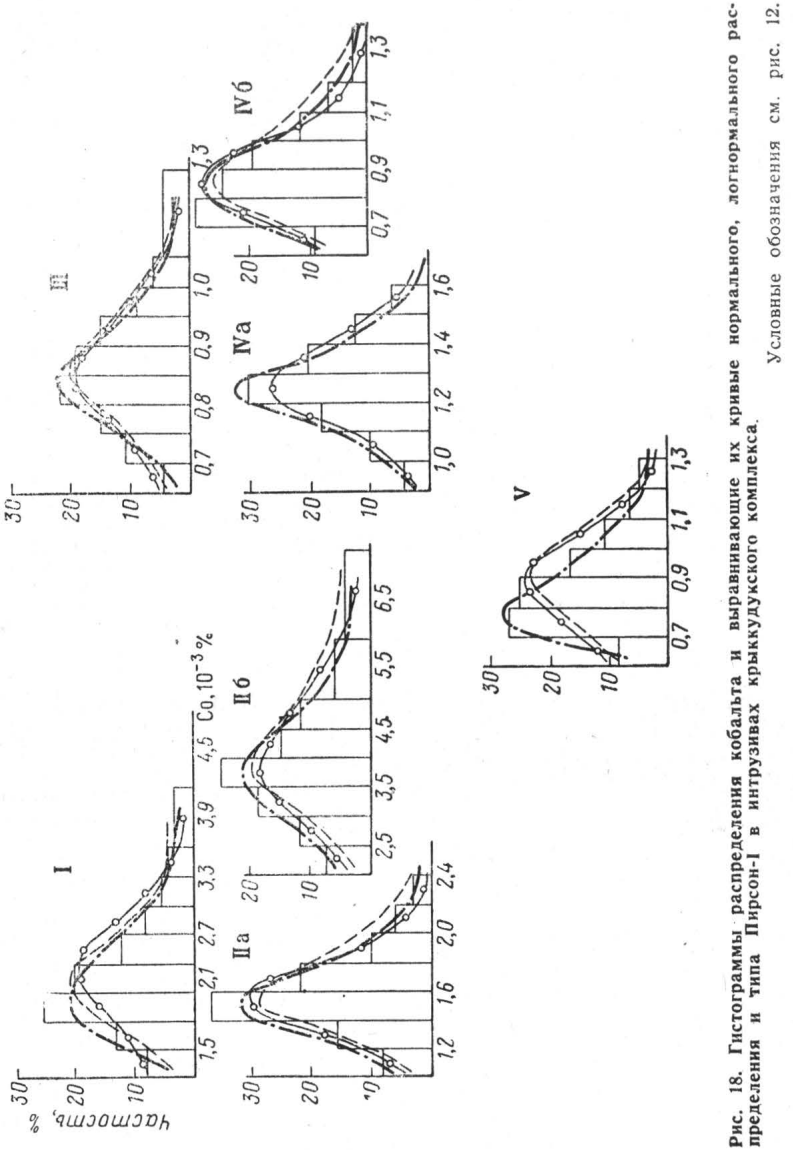


Рис. 18. Гистограммы распределения кобальта и выравнивающие их кривые нормального, логнормального распределения и типа Пирсон-I в интрузивах крыккудукского комплекса.

Условные обозначения см. рис. 12.

риации) наблюдается в контактных зонах: до 3,171 в Аккудукском и до 2,146 в Западно-Атансорском массивах.

Асимметрия распределения концентраций кобальта в центральных частях массивов главной фазы невелика — 0,02—0,26, за исключением Крыккудукского массива, для которого величина коэффициента асимметрии достигает значений +0,64. Для зоны контакта Аккудукского массива величина коэффициента A не изменяется по сравнению с центральной частью (+0,26 и +0,25 соответственно), т. е. не происходит изменения характера распределения. В то же время в эндоконтакте Западно-Атансорского массива коэффициент асимметрии заметно возрастает, что свидетельствует о сдвиге устойчивости процесса накопления кобальта в сторону больших концентраций.

Величина эксцесса распределения кобальта близка к нулю для центральных частей массивов (исключением является Западно-Атансорский массив, для которого $E = +9{,}61$), а для контактных зон и дополнительных фаз внедрения она отрицательна.

В породах дополнительной фазы внедрения — Черняховской интрузии — содержание кобальта понижается по сравнению с главной фазой (до $8{,}8 \cdot 10^{-4}$%), но остается выше кларкового значения для кислых пород. Дисперсия концентраций того же порядка, что и в породах первой фазы (2,609). Асимметрия же возрастает до +0,66.

В дополнительной интрузии Черняховского массива — Кольцевой интрузии — концентрация кобальта резко падает до значений менее $0{,}5 \cdot 10^{-4}$, т. е. ниже предела чувствительности анализа.

Приведенные в табл. 33 данные показывают, что в гранодиоритах главной интрузивной фазы крыккудукского комплекса от 50 до 67% кобальта пород связано с темноцветными минералами. То же можно сказать и о гранитах дополнительной фазы (Черняховский массив). Значительная часть кобальта (от 7 до 30%) содержится в рудных и акцессорных минералах. Связь основной массы кобальта в породах с железо-магниевыми силикатами обусловливается, с одной стороны, очень высокой их изоморфной емкостью в отношении атомов этого элемента, а с другой — количественными соотношениями породообразующих минералов. Таким образом, биотит и роговая обманка должны рассматриваться как главные минералы-носители кобальта в гранитоидах крыккудукского типа. К числу главных минералов-концентратов кобальта относятся рудные минералы, в первую очередь магнетиты, концентрация кобальта в которых в 5—10 раз превышает общее содержание этого элемента в породах.

Вместе с тем, как видно из балансов кобальта по мономинеральным фракциям, он практически встречается во всех породообразующих минералах пород. Но концентрации его в полевошпатовой составляющей очень низки. Содержания кобальта не обнаруживают закономерных изменений в полевых шпатах последовательных дифференциатов. Некоторое повышение концентраций

Таблица 33

Содержание кобальта в минералах гранитоидов крыккудукского комплекса

Минерал	Содержание минерала в породе, %	Содержание Co в минерале, вес. 10—3 %	Количество Co в минерале при пересчете на 1 г породы, вес. %	Количество Co, приходящееся на данный минерал %	Общее содержание Co в породе, вес. %
Крыккудукский массив (центральная часть, гранодиорит)					
Плагиоклаз	40—45	1,0	0,425	25	
Кварц	20—25	0,2	0,045	2,6	
Калиевый полевой шпат	10—20	0,3	0,045	2,6	
Роговая обманка	10	3,76	0,376	23,9	
Биотит	7	8,07	0,565	33,2	
Магнетит	1	12,5	0,125	7,3	
Акцессорные минералы	0,5	6,50	0,032	0,0	
			1,696		2,01
Крыккудукский массив (эндоконтакт, диорит)					
Плагиоклаз	70	1,2	0,840	35,7	
Кварц	до 70	0,4	0,040	1,7	
Роговая обманка	15	2,96	0,444	18,7	
Биотит	3	6,14	0,184	7,8	
Магнетит	2	13,1	0,262	11,1	
Акцессорные минералы	2,5—3	21,6	0,583	24,8	
			2,353	2,70	2,70
Аккудукский массив (центральная часть, гранодиорит)					
Плагиоклаз	45—50	0,5	0,237	23,0	
Калиевый полевой шпат	10—15	0,2	0,025	2,4	
Кварц	20—25	0,1	0,022	2,1	
Роговая обманка	10	2,0	0,200	19,2	
Биотит	5—7	7,1	0,426	41,0	
Магнетит	1	10,2	0,102	10,0	
Акцессории	0,5	0,17	0,008	2,7	
			1,040		1,56
Западно-Атансорский массив (центральная часть, гранодиорит)					
Плагиоклаз	50—55	0,32	0,168	14,4	
Кварц	15—20	0,0	0,000	0,0	
Калиевый полевой шпат	10—15	0,10	0,012	1,0	
Роговая обманка	10—15	2,96	0,370	31,6	
Биотит	3—5	6,50	0,260	22,2	
Магнетит	2	9,6	0,192	16,4	
Акцессории	до 3	5,63	0,169	14,4	
			1,17		1,26

Минерал	Содержание минерала в породе, %	Содержание Co в минерале, вес. 10—3 %	Количество Co в минерале при пересчете на 1 г породы, вес. %	Количество Co, приходящееся на данный минерал %	Общее содержание Co в породе, вес. %
Западно-Атансорский массив (эндоконтакт, кварцевый диорит)					
Плагиоклаз	65—70	0,4	0,270	27,6	
Кварц	5—10	0,0	0,00	0,0	
Калиевый полевой шпат	0—5	0,0	0,00	0,0	
Роговая обманка	5—8	2,0	0,130	13,3	
Пироксен	10—12	2,2	0,242	24,7	
Магнетит	1	10,2	0,102	10,4	
Акцессории	2—2,5	11,6	0,232	23,8	
			0,866		0,86
Черняховский массив (гранит)					
Плагиоклаз	35—36	0,32	0,114	18,4	
Калиевый полевой шпат	30—35	0,12	0,039	6,3	
Кварц	20—25	0,0	0,000	0,0	
Биотит	2—5	6,0	0,210	33,9	
Роговая обманка	до 3	2,52	0,076	26,8	
Магнетит	0,5	15,0	0,075	12,1	
Акцессории	0—05	5,74	0,014	1,2	
			0,718		0,89

наблюдается в плагиоклазах из эндоконтактных зон Крыккудукского и Западно-Атансорского массивов.

Природа этих колебаний не выяснена, но, возможно, содержание кобальта в этих минералах связано с общей концентрацией кобальта в породе. Можно предполагать, что лейкократовые минералы в гранитоидах, обогащенных темноцветами, содержат больше кобальта, чем те же минералы в гранитах, лишенных или содержащих темноцветных минералов.

Обращает на себя внимание увеличение содержания кобальта в акцессорных минералах в зоне контакта Западно-Атансорского массива. Изучение искусственного шлиха показало, что в этих породах появляются сульфиды, в том числе кобальтсодержащий пирит.

Некоторыми исследователями делалась попытка установить степень когерентности кобальта с железом и магнием. Так, Сан-

делл и Голдич (1952) нашли, что содержание кобальта изменяется линейно для серии генетически несвязанных пород, включающих как граниты, так и базальты. Ноккольдс и Митчелл (Nockolds, Mitchell, 1948) установили, что отношение Co : Mg для некоторых каледонских диоритов постоянно. Осборн (1959 г.) показал, что андезито-дацитовая дифференциация ведет к образованию дифференциатов; в которых отношение Co : (Fe+Mg) остается постоянным. Наконец, Карр и Турекьян (Carr, Turekian, 1961) отмечали, что для гранитов обнаруживается линейная связь между кобальтом и магнием.

Проведенные исследования вариаций кобальта в амфиболах из пород исследуемых массивов (табл. 34) не дали систематического изменения, соответствующего изменению FeO или MgO. Наоборот, соотношение Co : (Fe+MgO) в роговых обманках из гранитоидов крыккудукского комплекса оказывается близким.

Таблица 34

Содержание кобальта и окислов железа и магния в роговых обманках из гранитоидов крыккудукского комплекса

Номер пробы	Порода	$\frac{Co}{FeO}\cdot 10^3$	$\frac{Co}{MgO}\cdot 10^3$	$\frac{Co}{(MgO+FeO)}\cdot 10^3$
	Крыккудукский массив			
125	Гранодиорит из центральной части массива	0,38	0,58	0,15
93	Диорит из эндоконтактной зоны массива	0,24	0,23	0,13
	Аккудукский массив			
108	Гранодиорит	0,20	0,20	0,10
	Западно-Атансорский массив			
64	Гранодиорит	0,20	0,26	0,11
	Черняховский массив			
91	Гранит	0,51	0,41	0,14

Возможно, содержание кобальта в этих минералах является функцией общего числа (Fe — Mg) мест в решетке и не зависит от отношения железа к магнию.

Медь. Концентрация меди в литосфере, по данным А. П. Виноградова, составляет $1\cdot10^{-2}$%, в том числе для кислых пород — $2\cdot10^{-3}$% и для средних — $3{,}5\cdot10^{-3}$%.

Среднее содержание меди в интрузивах главной фазы крыккудукского комплекса повсеместно выше кларка для кислых пород, а для Крыккудукского и Аккудукского массивов, кроме того, выше кларка для средних пород (табл. 35). В связи с этим обращает на себя внимание резкое понижение содержания меди в Ащикольском массиве — в 3—4 раза по сравнению с другими массивами

Таблица 35

Распределение меди в гранитоидах крыккудукского комплекса

Интрузивная фаза	Массив	Объем выборки	Концентрация Cu, 10^{-3}, %		Дисперсия $\hat{\sigma}^2$	Коэффициенты	
			средняя	модальная		асимметрии A	эксцесса E
Главная	Крыккудукский	98	4,57	4,50	2,456	+1,02	+0,78
	Аккудукский:						
	центральная часть	55	3,63	3,27	2,591	+0,50	—0,34
	эндоконтакт	78	5,65	5,50	2,538	+0,07	—0,69
	Ащикольский	60	0,82	0,64	5,828	+0,65	—0,42
	Западно-Атансорский:						
	центральная часть	48	2,15	2,30	2,798	—0,23	—0,75
	эндоконтакт	48	0,82	0,72	3,491	+0,58	—0,51
Дополнительная	Черняховский	52	0,56	0,37	2,446	+0,60	—0,55
	Кольцевая интрузия	56	0,28	0,15	2,679	+0,73	—0,31

этой фазы (до $0{,}82\cdot10^{-3}$%). Подобное явление наблюдается и в эндоконтактной части Западно-Атансорского массива. Этот факт вызывает интерес в связи с тем, что в пределах и Ащикольского и Западно-Атансорского массивов известно большое число меднорудных проявлений (рис. 19).

В массивах дополнительной фазы внедрения — Черняховском и Кольцевом — концентрация меди уменьшается примерно в 7—10 раз в первом массиве и в 10—15 раз во втором по отношению к массивам главной фазы. Это говорит о том, что в процессе дифференциации комплекса содержание меди последовательно понижается.

Дисперсия содержаний меди существенно изменяется в зависимости от особенностей становления интрузивов комплекса. В центральных частях массивов главной фазы наблюдаются относительно низкие значения дисперсий, что является характерным для крупных интрузий. В эндоконтактной части Аккудукского массива дисперсии остаются на том же уровне. С учетом значения асимметрии (близкого к нулю) можно считать, что в распределении меди преобладающую роль играют процессы кристаллохимического рассеяния.

Для контактной зоны Западно-Атансорского и Ащикольского массивов характерно значительное увеличение дисперсии концентрации (особенно для последнего — 5,828), что наряду с ростом значения асимметрии может свидетельствовать об увеличении роли процесса химического концентрирования (Таусон и др., 1965), а с учетом рассмотренного ранее резкого понижения уровня концентрации в теле интрузива может рассматриваться как один из поисковых признаков.

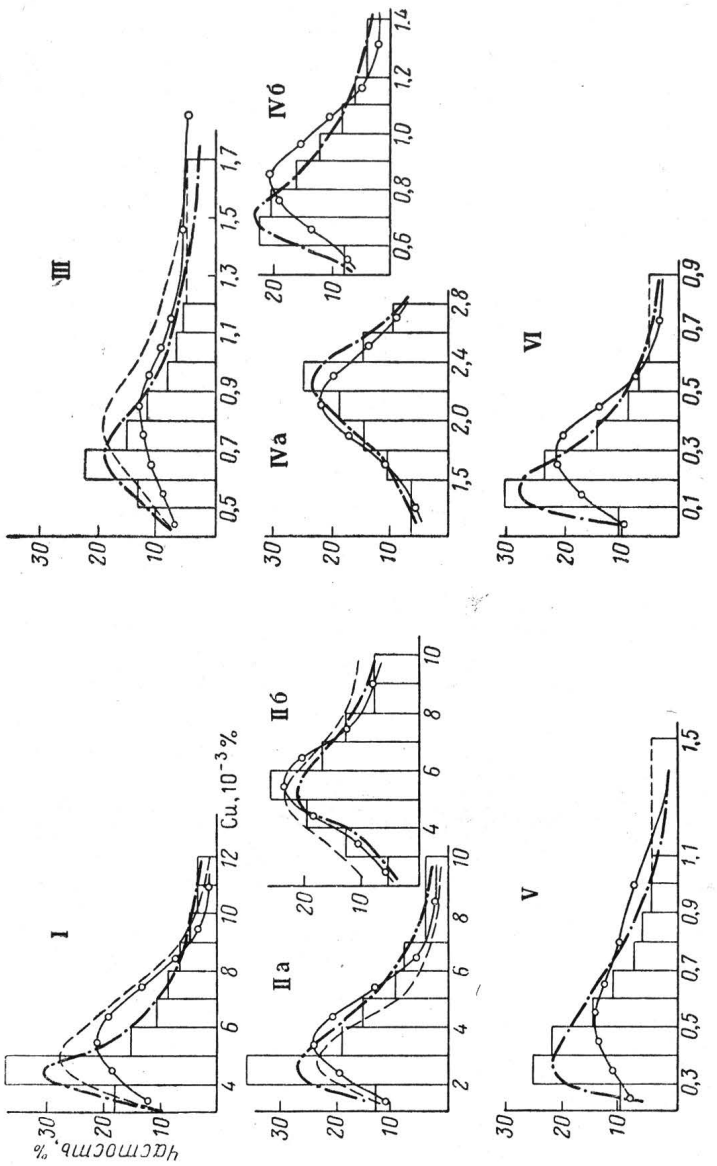


Рис. 19. Гистограммы распределения меди и выравнивающие их кривые нормального, логнормального распределения и типа Пирсон-I в интрузивах крыккудукского комплекса.

Условные обозначения см. рис. 12.

В кислых дифференциатах дополнительных фаз не наблюдается повышения дисперсий содержаний меди.

Значения эксцесса для всех выборок отрицательны и имеют близкие значения (от —0,31 до —0,69).

Геохимия меди в гранитоидах изучена к настоящему времени довольно плохо. Данные по содержанию меди в отдельных минералах немногочисленны. Большинство исследователей принимает, что в силу близости ионного радиуса двухвалентной меди (0,72 Å) с магнием и никелем часть меди должна находиться в виде изоморфной примеси в железо-магниевых силикатах, а другая часть, учитывая большую халькофильность меди, — в виде самостоятельных минералов сульфидов.

Распределение меди по минералам крыккудукских гранитоидов весьма сложно. Как видно из табл. 36, медь действительно в основном концентрируется в железо-магниевых силикатах. Так, в гранодиоритах центральных частей Крыккудукского и Аккудукского массива с биотитом и роговой обманкой связано 65—69% меди породы.

Исключительно интересен факт приуроченности значительных количеств меди к полевым шпатам гранитоидов: от 20—37% в

Таблица 36

Содержание меди в минералах гранитоидов крыккудукского комплекса

Минерал	Содержание минерала в породе, %	Содержание Cu в минерале, 10^{-3}, %	Количество Cu в минерале при пересчете на 1 г породы, вес. %	Количество Cu, приходящееся на данный минерал, %	Общее содержание Cu в породе, вес. %
Крыккудукский массив (центральная часть, гранодиорит)					
Плагиоклаз	40—45	3,4	1,445	26,8	
Кварц	20—25	0,0	0,0	0,0	
Калиевый полевой шпат	10—20	2,0	0,300	5,6	
Роговая обманка	10	19,0	1,900	35,2	
Биотит	7	23,2	1,624	30,1	
Магнетит	1	8,6	0,086	1,6	
Акцессорные минералы	0,5	6,65	0,033	0,6	
					5,57
Крыккудукский массив (эндоконтакт)					
Плагиоклаз	70	5,0	3,500	55,1	
Кварц	до 10	0,2	0,020	0,3	
Роговая обманка	15	12,0	1,800	28,3	
Биотит	3	18,4	0,552	8,6	
Магнетит	2	16,6	0,332	5,2	
Акцессорные минералы	2,5—3	5,35	0,144	2,3	
					6,74

Продолжение табл. 36

Минерал	Содержание минерала в породе, %	Содержание Cu в минерале, 10^{-3}, %	Количество Cu в минерале при пересчете на 1 г породы, вес. %	Количество Cu, приходящееся на данный минерал, %	Общее содержание Cu в породе, вес. %
Аккудукский массив					
(центральная часть, гранодиорит)					
Плагиоклаз	45—50	2,0	0,950	24,0	
Калиевый полевой шпат	10—15	1,3	0,162	4,3	
Кварц	20—25	0,15	0,034	1,0	
Роговая обманка	10	15,0	1,500	39,5	
Биотит	5—7	18,7	1,122	30,0	
Магнетит	1	2,4	0,024	0,7	
Акцессорные минералы	0,5	2,53	0,013	0,4	
					3,63
Западно-Атансорский массив					
(центральная часть, гранодиорит)					
Плагиоклаз	50—55	1,6	0,840	29,0	
Кварц	15—20	0,0	0,0	0	
Калиевый полевой шпат	10—15	1,2	0,250	8,6	
Роговая обманка	10—15	6,6	0,825	28,5	
Биотит	3—5	10,1	0,404	14,0	
Магнетит	2	20,8	0,416	14,3	
Акцессорные минералы	До 3	16,6	0,165	5,7	
					2,15
Западно-Атансорский массив					
(эндоконтакт, кварцевый диорит)					
Плагиоклаз	65—70	0,65	0,208	20,8	
Кварц	5—10	0,0	0,00	0,0	
Калиевый полевой шпат	0,5	0,0	0,00	0,0	
Роговая обманка	5—8	6,0	0,396	39,6	
Пироксен	10—12				
Магнетит	1	17,3	0,173	17,3	
Акцессорные минералы	2—2,5	16,6	0,332	33,2	
					0,82
Черняховский массив					
(гранит)					
Плагиоклаз	35—36	9,75	0,266	49,4	
Калиевый полевой шпат	30—35	0,2	0,065	12,1	
Кварц	20—25	0,0	0,0	0,0	
Биотит	2—5	4,3	0,150	27,8	
Роговая обманка	До 3	3,0	0,030	5,5	
Магнетит	0,5	2,8	0,014	2,6	
Акцессорные минералы	0—0,5	6,4	0,013	2,6	
					0,56

гранодиоритах главной фазы до 61% в лейкократовых гранитах Черняховского массива. Вряд ли катионы меди, ввиду их сильной поляризуемости и большого сродства с серой могут входить в виде изоморфной примеси в породообразующие лейкократовые минералы, несмотря на сходство ионного радиуса (Cu^+ — 0,96 Å и Na^+ — 0,98 Å). Нахождение их в минералах, возможно, может быть объяснено сорбционным захватом. Значение адсорбции, как одного из важнейших фактов распределения редких элементов, было показано Г. В. Девором (De Vore, 1955).

Вероятна также форма нахождения меди в виде субмикроскопических выделений собственных минералов. Образование первичных выделений такого типа может происходить, как считает Л. В. Таусон (1961), за счет атомов металлов, растворенных в силикатных расплавах. Отделение этой части рудного вещества от магматического расплава происходит, по-видимому, в результате образования рассеянных мельчайших капель рудной жидкости, не растворимой в силикатном расплаве. Процесс обособления этих рудных капель в силикатном расплаве был экспериментально изучен Л. В. Овчинниковым (1959).

При изменении физико-химических условий становления породы в эндоконтактных зонах интрузивов меняется характер распределения меди по минералам пород. Как следует из табл. 36, в диоритах зоны контакта Западно-Атансорского массива 50% меди породы связано с рудными и акцессорными минералами в виде сульфидов (пирит и др.).

Таким образом, концентрации рудных и рассеянных элементов — меди, кобальта, ванадия — обнаруживают более широкие, чем породообразующие элементы, колебания в породах однофазных массивов. В поведении этих элементов наблюдаются явления «полярности», упоминавшиеся в литературе (Конюк, 1960) для некоторых интрузивов Северо-Западного Тянь-Шаня. Последнее заключается в понижении содержаний рудных элементов в массивах, с которыми связаны проявления ценных компонентов. Положения о том, что постмагматические растворы часто несут с собой те элементы, которыми обеднена материнская интрузивная горная порода, впервые сформулирована В. Н. Лодочниковым (1957). В Ащикольском и Западно-Атансорском массивах, с которыми генетически связаны рудопроявления Cu и Co — Fe, концентрации понижаются в 2—3 раза для кобальта и 3—6 раз для меди при одновременном значительном увеличении дисперсий и асимметрии распределения концентраций этих элементов. Последнее косвенно характеризует масштабы перераспределения элементов, протекавших при становлении интрузий и на этапе их послемагматической истории, и является одним из признаков перспективности интрузий.

Титан. Титан принадлежит к фемическим элементам и часто накапливается вместе с магнием и железом в темноцветных минералах гранодиоритов.

Н. В. Белов (1959) показал, что в амфиболах и биотитах плотнейшая упаковка делает невозможным вхождение всех анионов O^{2-} в кремнекислородные тетраэдры, в связи с чем одна шестая анионов замещается одновалентными F^- и $(OH)^-$, либо оставшиеся там O^{2-} компенсируются сменой в близлежащих октаэдрах Mg^{2+} на Ti^{4+}. Г. Хевеши, Е. Александер, К. Вюрстлин, К. Ранкама и Т. Самаха считали основным концентратором титана в изверженных породах минералы титана, в первую очередь ильменит, а также сфен и рутил. Е. Б. Знаменский (1958, 1964), изучая распределение титана в гранитоидах Калба-Нарымского района, отмечал, что основным концентратором титана в гранитоидах является биотит (65—86% от общего TiO_2 в породе), в то время как на долю ильменита приходится около 15—20%.

Кларк титана в земной коре составляет, по А. П. Виноградову, 0,45%, в том числе 0,23% для кислых пород и 0,80 % для средних. Содержания титана в интрузивах обеих фаз крыккудукского комплекса ниже кларковых для кислых пород, что является характерной чертой интрузий, с широко проявленными процессами гибридизма (Коптев-Дворников, 1952, 1964).

В табл. 37 приводятся сведения об основных статистических оценках распределения титана в рассматриваемых породах. Из нее

Таблица 37

Распределение титана в гранитоидах крыккудукского комплекса

Интрузивная фаза	Массив	Объем выборки	Концентрация Ti, 10^{-1}, %		Дисперсия σ^2	Коэффициенты	
			средняя	модальная		асимметрии A	эксцесса E
Главная	Крыккудукский	98	1,60	1,25	2,061	+0,30	—0,35
	Аккудукский:						
	центральная часть	48	2,0	1,74	2,375	+0,29	+0,42
	эндоконтакт	78	0,40	0,21	3,910	+0,85	+0,18
	Ащикольский	56	1,90	1,75	2,436	+0,52	—0,37
	Западно-Атансорский:						
	центральная часть	56	2,40	1,68	3,433	+0,68	—0,21
	эндоконтакт	48	1,95	1,22	3,989	+0,88	+0,04
Дополнительная	Черняховский	52	0,38	0,23	2,912	+0,53	—0,63

следует, что содержания титана в центральных частях однофазных интрузивов очень близки. В контактных частях Аккудукского и Западно-Атансорского массивов происходит понижение концентраций титана и увеличение дисперсий и асимметрии его распределения. Особенно резко падает содержание титана в эндоконтакте Аккудукского массива, тогда как коэффициент вариации возра-

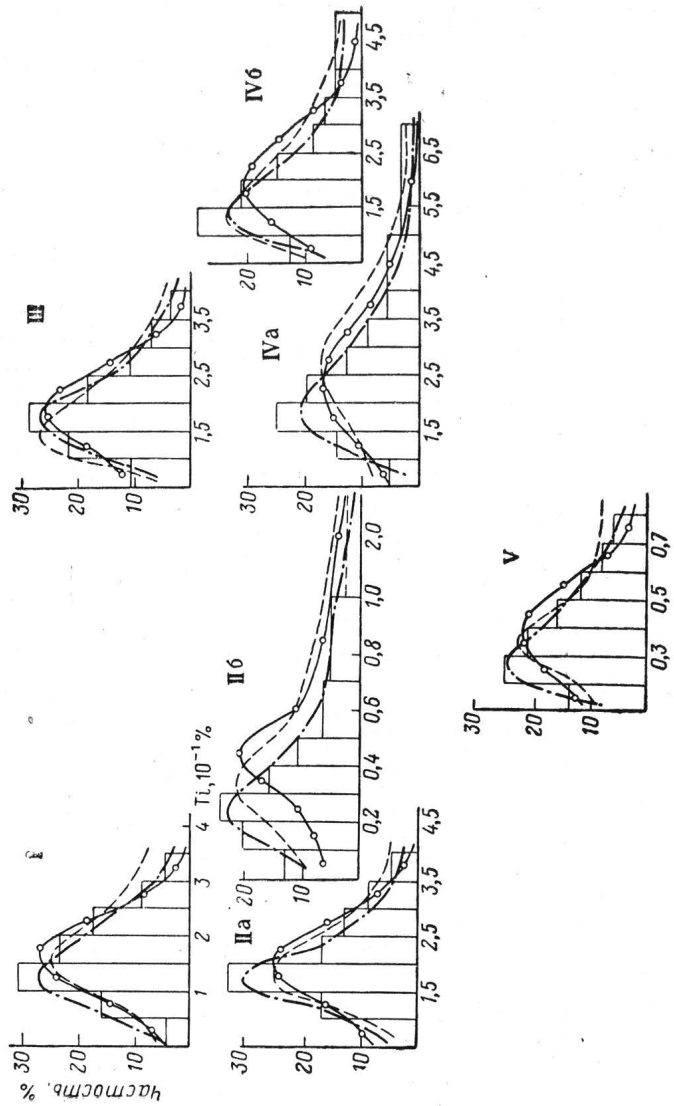


Рис. 20. Гистограммы распределения титана и выравнивающие их кривые нормального, логнормального распределения и типа Пирсон-I в интрузивах крыккудукского комплекса.

Условные обозначения см. рис. 12.

стает до 125%. Как известно, при существенно железисто-магнезиальном составе вмещающих пород в зоне гибридизма титан связывается с железом с образованием титаномагнетита. Так, из табл. 38 следует, что в рудных минералах, прежде всего в магнетите, из центральной части Крыккудукского массива содержание TiO_2 составляет 1%, а для тех же минералов из пород зоны эндоконтакта оно возрастает до 4,3%. Возрастание роли рудных минералов в распределении титана сопровождается увеличением значений положительной асимметрии (рис. 20).

Таблица 38

Содержание титана в минералах гранитоидов крыккудукского комплекса

Минерал	Содержание минерала в породе, %	Содержание TiO_2 в минерале, вес. %	Количество TiO_2 в минерале при пересчете на 1 г породы, вес. %	Количество TiO_2, приходящееся на данный минерал, %	Общее количество TiO_2 в породе, вес. %
Крыккудукский массив (центральная часть, гранодиорит)					
Плагиоклаз	40—50	0,2	0,008	2,5	
Кварц	20—25	0,00	0,000	0,0	
Калиевый полевой шпат	10—20	0,01	0,001	0,3	
Роговая обманка	10	1,04	0,104	33,2	74,1
Биотит	7	1,84	0,128	40,9	
Магнетит	1	1,00	0,010	3,1	22,9
Акцессорные минералы	0,5	12,5	0,0062	19,8	
					0,26 (0,16% Ti)
Крыккудукский массив (эндоконтакт, диорит)					
Плагиоклаз	70	0,02	0,014	7,5	
Кварц	До 10	0,00	0,000	0,0	
Роговая обманка	15	0,42	0,063	33,7	46,5
Биотит	3	0,87	0,024	12,8	
Магнетит	2	4,3	0,086	46,0	
Акцессорные минералы	2,5—3	0,0	0,00	0,0	0,20
Аккудукский массив (центральная часть, гранодиорит)					
Плагиоклаз	45—50	0,02	0,009	2,9	
Кварц	20—25	0,00	0,000	0,0	
Калиевый полевой шпат	10—15	0,01	0,001	0,0	
Роговая обманка	10	0,90	0,090	29,0	79,6
Биотит	5—7	2,60	0,156	50,0	
Магнетит	1	1,13	0,011	3,5	17,5
Акцессорные минералы	0,5	8,72	0,043	14,0	
					0,28

Минерал	Содержание минерала в породе, %	Содержание TiO_2 в минерале, вес. %	Количество TiO_2 в минерале при пересчете на 1 г породы, вес. %	Количество TiO_2, приходящееся на данный минерал, %	Общее количество TiO_2 в породе, вес. %
Западно-Атансорский массив (центральная часть, гранодиорит)					
Плагиоклаз	50—55	0,015	0,008	2,0	
Кварц	15—20	0,00	0,000	0,0	
Калиевый полевой шпат	10—15	0,01	0,001	0,2	
Роговая обманка	10—15	1,23	0,154	38,5	67,0
Биотит	3—5	2,84	0,114	28,5	
Магнетит	2	1,55	0,031	12,5	30,8
Акцессорные минералы	До 3	5,20	0,072	18,0	
					0,40
Западно-Атансорский массив (эндоконтакт, диорит)					
Плагиоклаз	65—70	0,03	0,020	6,0	
Кварц	5—10	0,0	0,000	0,0	
Калиевый полевой шпат	0—5	0,01	0,000	0,0	
Роговая обманка	5—8	0,94	0,061	18,3	25,5
Пироксен	10—12	0,22	0,024	7,2	
Магнетит	1	2,62	0,026	4,8	68,4
Акцессорные минералы	2—2,5	10,55	0,211	63,6	
					0,34

В Черняховской дополнительной интрузии содержание титана падает в 4—5 раз по сравнению с образованиями главной фазы, тогда как дисперсия и асимметрия распределения концентраций по величине сопоставимы с теми же параметрами для интрузивов главной фазы.

Распределение титана по минералам гранитоидов крыккудукского комплекса приводится в табл. 38.

Титан в гранитоидах крыккудукского типа содержится в основном в темноцветных породообразующих (67—79%), рудных и акцессорных минералах (17—30%). На долю лейкократовых минералов приходится всего 2—3% титана породы. В биотитах, как правило, содержание TiO_2 в 1,7—2 раза выше, чем в роговых обманках. Наиболее высокие концентрации титана наблюдаются в акцессорной части минералов, представленных сфеном и апатитом.

Для выяснения геохимической истории титана при процессах дифференциации гранитоидных магм интересно рассмотреть данные о содержании титана в биотитах для генетически связанной серии пород крыккудукского комплекса (табл. 39).

Таблица 39

Соотношение окиси титана, магния и железа в биотитах из гранитоидов крыккудукского комплекса

Номер пробы	Массив, порода	TiO_2, вес. %	$TiO_2 \cdot 10$ / FeO	$TiO_2 \cdot 10$ / MgO
	Главная интрузивная фаза			
125/3 а	Крыккудукский массив, гранодиорит	2,04	1,25	1,97
108/3 а	Аккудукский массив, гранодиорит	2,56		
64/3 а	Западно-Атансорский массив, гранодиорит	2,62		
	Дополнительная интрузивная фаза			
91/3 а	Черняховский массив, гранит	1,34	1,02	1,20
92/3 а	Кольцевая интрузия, гранит	0,87	1,13	1,03
71/3 а	Дайка мелкозернистых гранит-порфиров	0,49		

Результаты исследований показывают, что в биотитах рассматриваемого ряда пород содержание титана в более поздних дифференциатах оказывается вдвое (а для дайковой серии почти вчетверо) ниже, чем в биотитах из пород первой фазы. В связи с этим отношение окиси титана к окиси железа и магния в биотитах последовательных дифференциатов крыккудукского комплекса остается почти постоянным.

Для целей корреляции и сопоставления интрузивов при геохимических исследованиях широко применяются отношения пар связанных элементов в минералах пород. В. В. Ляховичем (1968) высказывалась мысль, что количество микропримесей, в частности в магнетитах, можно использовать для установления общности интрузивных образований. Данные, приведенные в табл. 40, свидетельствуют о том, что отношение Ti : Fe сохраняется достаточно постоянным для интрузивов главной фазы и уменьшается в обра-

Таблица 40

Соотношение титана и железа в магнетитах из гранитоидов крыккудукского комплекса

Номер пробы	Массив, порода	TiO_2, вес. %	Fe, вес., %	$TiO_2 \cdot 10$ / Fe
	Крыккудукский массив:			
125/4	гранодиорит из центральной части массива	1,00	66,2	1,5
95/4	диорит из зоны контакта	4,3	61,6	7,0
108/4	Аккудукский массив гранодиорит	1,13	64,1	1,7
64/4	Западно-Атансорский массив гранодиорит	1,55	64,9	2,4
60/4	Северо-Восточный Атансорский массив гранодиорит	1,45	67,6	2,1
91/4	Черняховский массив, гранит	0,38	70,0	0,5
92/4	Кольцевая интрузия, гранит	0,10	71,0	0,2
71/4	Дайка мелкозернистого гранита	0,073	71,7	0,1
122/4	Дайка диорит-порфирита	2,05	62,5	3,3

зованиях дополнительной фазы. Повышение этого отношения в 5 раз в магнетитах из зоны эндоконтакта Аккудукского массива подтверждает высказанное ранее предположение о преимущественной концентрации титана в магнетитах в зонах проявления процессов гибридизма и ассимиляции.

Уран. Кларк урана для земной коры $2{,}5 \cdot 10^{-4}\%$ (А. П. Виноградов), для кислых пород $3{,}5 \cdot 10^{-4}\%$, для средних $1{,}8 \cdot 10^{-4}\%$.

В табл. 41 приводятся некоторые оценки распределения урана в исследуемых породах.

Таблица 41

Распределение урана в гранитоидах крыккудукского комплекса

Массив	Концентрация U, $10^{-5}\%$	Дисперсия σ^2	Коэффициенты: ассимметрии A	Коэффициенты: эксцесса E
Крыккудукский	3,0	3,384	+0,74	0,00
Аккудукский:				
центральная часть	3,2			
эндоконтакт	0,7	2,119	+0,53	0,00
Западно-Атансорский:				
центральная часть	3,6			
эндоконтакт	0,8			
Северо-Восточный Атансорский:				
центральная часть	2,9			
эндоконтакт	0,9			
Черняховский	15,6			
Кольцевая интрузия	18			

Породы крыккудукского комплекса характеризуются пониженными содержаниями урана, что является, по-видимому, следствием явлений ассимиляции и гибридизма, в результате которых происходит рассеяние редких элементов.

В массивах главной фазы внедрения наблюдается относительное постоянство содержания урана в пределах $(2{,}9—3{,}6) \cdot 10^{-5}\%$. В эндоконтактных фациях, представленных меланократовыми разностями, носящими гибридный характер, концентрации этого элемента понижаются до $(0{,}7—0{,}9) \cdot 10^{-5}\%$.

Для лейкократовых гранитов дополнительной фазы внедрения характерно обогащение ураном до $(15{,}8—18) \cdot 10^{-5}\%$, т. е. в 5—6 раз по сравнению с главной фазой. Но вместе с тем сохраняется своеобразное унаследование более кислыми дифференциатами аномального, пониженного содержания урана предшествующей интрузивной фазы.

Таким образом, и для гранитоидов Северного Казахстана подтверждается неоднократно отмечавшаяся (Амшинский, 1960; Леонова, 1961; Таусон, 1965) тенденция урана к накоплению в более кислых последовательных дифференциатах, а также уменьшение его содержания в породах, подвергшихся процессам гибридизма.

Интересно соотношение дисперсий и коэффициентов асимметрии содержаний урана в центральной и эндоконтактной фациях пород комплекса. Наблюдается, на первый взгляд, странное явление: дисперсия и асимметрия концентрации в центральной части выше, чем в зоне контакта. Эта особенность находит объяснение при рассмотрении распределения урана по минералам пород с учетом их распространенности (табл. 42).

Таблица 42

Содержание урана в минералах гранитоидов крыккудукского комплекса

Минерал	Содержание минерала в породе, %	Содержание U в минерале, 10^{-5} вес. %	Количество U, в минерале при пересчете на 1 г породы, вес. %	Количество U, приходящееся на минерал, %	Общее содержание U в породе, 10^{-5}%
Проба Х-30. Гранодиорит. Крыккудукский массив					
Кварц	20	0,4	0,08	2,7	
Полевой шпат	60	0,5	0,30	10,3	
Биотит	7	0,8	0,06	2,0	
Роговая обманка	10	3,5	0,35	12,0	
Акцессорные минералы (циркон, апатит, ортит, сфен)	0,5—1	305	2,13	72,8	
			2,92		3,0
Проба АК-2. Габбро из зоны эндоконтакта. Аккудукский массив					
Плагиоклаз	55	0,36	0,20	29,4	
Амфибол	25—30	0,34	0,09	13,2	
Пироксен	15	0,33	0,05	7,3	
Рудный (титано-магнетит, магнетит)	1—1,5	3,5	0,04	6,0	
Акцессорные минералы (апатит, сфен)	0,5—1,0	45	0,30	44,1	
			0,68		0,7

В породах центральной части Крыккудукского массива значительная часть урана содержится в виде изоморфной примеси в таких акцессорных минералах, как циркон, сфен, ортит и апатит, где уран кристаллохимически связан с цирконием, торием, иттрием. В гибридных же породах фации эндоконтакта Аккудукского массива происходит вынос редких элементов, разложение некоторых акцессорных минералов (сфен). При условии понижения общего содержания урана, здесь наблюдается увеличение доли молекулярного рассеяния в породообразующих минералах, что находит свое выражение в увеличении «долевого» участия в распределении урана породообразующих минералов, понижении оценок дисперсии и асимметрии.

Это является еще одним подтверждением того, что характеристика особенностей распределения редких элементов в измерженных горных породах не может ограничиваться данными о средних содержаниях, а должна дополняться сведениями о мономинеральном балансе элемента, поведении дисперсий концентраций и коэффициентов асимметрии.

Выводы. Проведенные исследования по распределению кальция, железа, магния, марганца, ванадия, галлия, стронция, бария, кобальта, меди, титана и урана в породах крыккудукского комплекса позволяют выявить ряд важных закономерностей при кристаллизации и дифференциации гибридизированных комплексов гранитоидного состава.

1. Процессы глубинного гибридизма, широко проявившиеся при формировании пород крыккудукского комплекса, способствовали изменению уровня содержаний в них химических элементов — увеличению концентраций Fe, Ca, Mg, Co, Cu до выше кларковых значений и уменьшению концентраций некоторых редких элементов (U и др.).

2. В процессе дифференциации первоначально гибридизированной магмы поведение рассеянных и редких элементов в общем согласуется с закономерностями, установленными для гранитоидов.

По поведению в процессе дифференциации элементы-примеси могут быть разделены на следующие группы: а) элементы, которые накапливаются в последовательных дифференциатах. К ним относятся уран и, в меньшей степени барий, среднее содержание которых от пород главной фазы к дополнительной возрастает в 5—6 раз и в 1,2—1,5 раза соответственно; б) элементы, содержание которых в процессе дифференциации не меняется. Примером таких элементов в крыккудукских гранитоидах является галлий. Во всех разностях пород его содержание составляет примерно 0,004%; в) элементы, содержание которых к поздним дифференциатам постепенно снижается. К этой группе относятся марганец, ванадий, стронций, кобальт, медь, титан. Градиент концентраций составляет для Mn 1,8; U 3,7; Sr 1,4; Co 2,6—5, Cu 8,2—13; Ti 4,2—6,3. При этом меньшие значения градиентов свойственны рассеянным элементам (Mn, Sr, U, Ba), тесно связанным в своей истории с петрогенными (Ca, Fe, Mg, Na) элементами, а бóльшие — рудным и акцессорным (Co, Cu, U, Ti).

3. В ряде случаев (для меди, кобальта, железа) кислые дифференциаты дополнительной фазы наследуют аномально повышенные концентрации предшествующей фазы (содержания везде остаются выше кларковых). Этот факт является подтверждением глубинного характера гибридизма, имевшего место при образовании крыккудукских гранитоидов.

4. В конкретных случаях поведение элементов-примесей показывает общую зависимость от состава интрузивов и положения их в геологических структурах. Так, в зонах эндоконтакта массивов главной фазы комплекса, где усиливаются явления контаминации

пород, резко возрастает степень неравномерности распределения элементов. При ассимиляции вмещающих эффузивно-карбонатных толщ наблюдается понижение железистости пород эндоконтактов, изменение содержаний ряда рудных элементов — железа, кобальта, меди. Различная глубина эрозионного среза некоторых массивов четко фиксируется как по петрохимическим показателям, так и в особенностях распределения ряда элементов.

5. Поведение и распределение рассмотренных элементов, особенно рудных, в процессах магматической дифференциации и кристаллизации пород крыккудукского комплекса, по-видимому, в большей степени определялись их кристаллохимическими связями с Mg, Fe^{2+} биотитов, амфиболов и в меньшей — участием в их истории летучих составляющих, заимствованных, в частности, из вмещающих эффузивно-известковых толщ при процессах гибридизма (зона эндоконтакта Западно-Атансорского массива).

Анализ распределения рассеянных и рудных элементов по минералам гранитоидов показывает, в частности, что темноцветные минералы из гранитоидов ранних фаз обогащены такими элементами, как Fe, Mg, Co, Cu, V, Sr, в то время как в более поздних наблюдается понижение их содержаний.

6. При исследовании статистических характеристик распределения содержаний групп химических элементов (породообразующих, рассеянных и рудных) в породах крыккудукского интрузивного комплекса отмечается изменение параметров распределения при переходе от пород главной фазы внедрения к породам дополнительной фазы, с одной стороны, и при переходе от фации к фации внутри определенной фазы, с другой.

В интрузивах главной фазы наблюдаются высокие значения дисперсий концентраций, коэффициентов асимметрии и др., в то время как образования дополнительной фазы характеризуются меньшими значениями этих оценок.

Приведенные данные подтверждают высказанное ранее авторами (1963 г.) и Д. А. Родионовым (1964) положение о том, что характер распределения химического элемента в изверженной горной породе определяется фиксацией этого элемента в одной или распределением между несколькими минеральными фазами. Так, для железа и марганца, концентрирующихся в основном в темноцветных и рудных минералах, характерны положительные значения асимметрии распределения. Рассеянные и рудные элементы (ванадий, кобальт и др.), тесно геохимически с ними связанные, ведут себя аналогично. Для кальция же, основного породообразующего компонента пород гранодиоритового ряда, распределяющегося между плагиоклазами, темноцветными и акцессорными (сфен) минералами, коэффициент асимметрии существенно ниже. Поведение же магния и марганца, связанных с магнетитами, следует логарифмически нормальному закону.

7. Распределение химических элементов, таким образом, является чувствительным индикатором состава, условий, образования

и особенностей строения и преобразования интрузивных образований. В связи с этим характеристика особенностей распределения химических элементов в настоящее время должна обязательно учитывать, кроме средних содержаний, также дисперсию, асимметрию и другие параметры, а также данные о законе распределения элементов, что позволит с количественных позиций более точно характеризовать основные черты, определяющие поведение химических элементов при формировании пород определенного типа.

О ВЫБОРЕ СТАТИСТИЧЕСКОГО ЗАКОНА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОРОДАХ КРЫККУДУКСКОГО КОМПЛЕКСА

В геохимических исследованиях важное место в настоящее время занимает вопрос выяснения закона статистического распределения химических элементов в породах определенного генезиса. Эти данные привлекаются в настоящее время как вспомогательные при выяснении условий кристаллизации пород, условий становления геологических тел. С другой стороны, знание закона распределения химического элемента в неизмененных породах конкретного типа чрезвычайно важно в поисковой геохимии — при решении вопроса об определении пределов фоновых колебаний химических элементов, особенно редких и рудных, при выделении аномальных концентраций при изучении ореолов рассеяния и пр.

Поскольку в нашем случае объектом изучения являлись массивы гранитоидных пород с признаками гибридизма, в которых можно было предполагать более широкие, чем обычно, вариации концентраций химических элементов, нами рассматривались три альтернативные гипотезы для каждого из элементов: о нормальном, логнормальном и марковском распределении (кривые типа Пирсон-I). Для проверки соответствия названных гипотез наблюдаемым распределениям использовался критерий χ^2. Ниже приводятся данные изучения согласованности рассматриваемых распределений указанным гипотезам.

При выборе какой-либо из гипотез относительно вида распределения необходимо учитывать ошибки первого и второго рода. Ошибка первого рода характеризует погрешность, которую мы допускаем, отвергая рассматриваемую гипотезу, но ничего не говорит о достоверности ее принятия. Достоверность же принятия одной из имеющихся конкурирующих гипотез H_{i_0} о виде функции распределения выборки наиболее полно оценивается вероятностями ошибок второго рода каждой из альтернативных гипотез. Решение этой задачи, однако, достаточно сложно. Для практических целей вполне достаточно воспользоваться формулой вероятностей гипотез (формула Бейеса) с учетом полученных значений χ^2 (Андерсон, 1963; Остафийчук, 1970). При этом предполагается, что практически никакого другого распределения, кроме рассматриваемых, в качестве конкурирующих гипотез H_i не может пред-

полагаться, т. е. в принятом классе гипотез существует по крайней мере один закон, достаточно хорошо описывающий выборочное распределение.

Пусть мы имеем k гипотез и соответственно каждой вычислены $\chi_1^2, \chi_2^2, \ldots \chi_k^2$. Обозначив плотности распределений χ^2 с соответствующими степенями свободы для рассматриваемых гипотез $p_1(x), \ldots, p_k(x)$, получим, что вероятности попадания значения статистики χ^2 в окрестность dx точки χ_i^2 при вероятности i-той гипотезы будет $p_i(\chi_i^2)dx$, так что по формуле Бейса будем иметь вероятность того, что имеет место i-тая гипотеза

$$p\left\{H_i \Big/ \chi_i^2\right\} = \frac{p_i(\chi_i^2)\,dx}{\sum_1^k p_j(\chi_j^2)\,dx} = \frac{p_i\chi_i^2}{\sum_1^k p_j(\chi_j^2)}.$$

Значения $p_i(\chi_i^2)$ легко получаются из таблиц распределения χ^2 (Янко, 1961) как отношение малого приращения в точке i, интеграла вероятностей $\chi_i^2 - p(x, n_i)$, где n_i — число степеней свободы для i-той гипотезы к соответствующему приращению аргумента

$$\frac{p(\chi_i^2, n_i) - p(\chi_i^2 + \Delta x, n_i)}{\Delta x}.$$

Результаты оценки достоверности принятия каждой из трех рассмотренных гипотез сведены в табл. 43.

Из данных табл. 43 следует, что гипотеза нормальности отвергается с 5-процентным уровнем значимости в 16 случаях из 55 рассмотренных для Fe, MgO, V, Co, Cu, Ti, U в центральных частях Крыккудукского и Аккудукского массивов, Cu, CaO в Кольцевой интрузии, Cu в Черняховском интрузиве. При том же уровне значимости гипотеза о логнормальном распределении исследуемых элементов отвергается в 14 случаях для Fe, MgO, U, Cu в центральной части Крыккудукского массива, Fe в центральной и V, U в контактной зонах Аккудукского массива, V, Co в центральной, Fe, MgO в эндоконтактной частях Западно-Атансорского масосива. Гипотезу марковского распределения (пирсон-I), задаваясь ошибкой в 5%, ни в одном случае мы отвергнуть не можем.

Приведенные в табл. 43 значения вероятностей ошибки второго рода, вычисленные с помощью формулы Бейса, показывают, что с наибольшей достоверностью для описания распределения Fe, MgO, Co, Cu, Ti, V, U в массивах главной фазы крыккудукского комплекса принимается марковское распределение (Пирсон-I). В центральных частях Западно-Атансорского и Ащикольского массивов почти равной вероятностью для Fe характеризуется логнормальный закон. Распределение почти всех рассмот-

Таблица 43

Результаты проверки гипотезы о законе распределения химических элементов в породах крыккудукского комплекса

Интрузивная фаза	Массив	Fe	CaO	MgO	V	Co	Cu	Ti	Гипотеза
Главная	Крыккудукский массив, центральная часть	8 3,13 0,000	6 4,28 0,513	5 1,756 0,008	5 2,05 0,000	6 1,098 0,130	5 3,47 0,000	4 3,76 0,254	H_{0_1}
		7 1,877 0,024	4 9,33 0,402	5 9,33 0,130	5 2,89 0,000	6 9,04 0,246	4 2,89 0,000	5 4,67 0,228	H_{0_2}
		6 5,80 0,975	4 9,11 0,085	3 3,01 0,862	3 3,12 0,990	4 3,74 0,623	4 5,54 0,990	2 1,09 0,517	H_{0_3}
	Аккудукский массив, центральная часть	5 4,76 0,000	4 3,28 0,558	5 5,90 0,192	3 5,63 0,118	3 2,63 0,365	5 1,380 0,056	4 3,86 0,254	—
		5 1,27 0,116	4 7,15 0,147	4 2,92 0,333	4 4,30 0,256	4 4,81 0,225	4 9,16 0,207	4 1,05 0,300	—
		3 5,25 0,884	2 3,23 0,294	3 0,70 0,476	1 0,80 0,625	1 125 0,410	2 358 0,736	2 139 0,446	—
	эндоконтакт	6 3,02 0,286	6 1,145 0,072	5 6,31 0,216	4 6,91 0,337	5 7,67 0,208	4 1,18 0,318	6 6,53 0,000	—
		0,302	2 2,46 4,435	4 2,86 0,431	5 1,308 0,026	3 6,63 0,125	3 1,78 0,410	4 6,59 0,360	—
		4 1,68 0,411	4 3,09 0,493	3 3,20 0,353	2 3,18 0,636	3 2,22 0,666	2 2,43 0,272	4 4,69 0,640	—

Продолжение табл. 43

Интрузивная фаза	Массив		Fe	CaO	MgO	V	Co	Cu	Ti	Гипотеза
Главная	Ащикольский массив,	центральная часть	2 3,18 0,280	6 5,87 0,268	4 5,15 0,170	5 4,45 0,300	5 2,65 0,268	7 1,325 0,059	4 1,35 0,318	—
			2 2,08 0,510	6 3,78 0,418	4 4,35 0,215	4 5,92 0,161	2 2,11 0,307	4 3,30 0,467	3 2,76 0,287	—
			1 2,34 0,210	4 2,50 0,314	2 0,72 0,615	3 1,06 0,539	3 0,84 0,425	5 2,76 0,473	2 1,65 0,395	—
	Западно-Атансорский массив	центральная часть	3 3,55 0,338	5 4,92 0,213	4 3,13 0,266	4 3,54 0,282	4 0,73 0,262	4 1,32 0,408	6 4,13 0,306	—
			3 3,14 0,391	3 1,94 0,461	3 0,54 0,350	3 5,62 0,107	2 5,50 0,063	3 3,72 0,260	4 4,30 0,286	—
			1 2,14 0,271	3 0,75 0,326	2 1,67 0,384	2 0,89 0,611	2 0,74 0,674	2 2,36 0,332	4 2,42 0,406	—
		эндоконтакт	4 4,25 0,277	7 5,80 0,306	4 5,39 0,243	5 8,52 0,114	3 3,88 0,223	5 5,09 0,216	5 7,98 0,130	—
			4 7,89 0,076	4 4,33 0,308	2 5,42 0,088	3 4,01 0,268	3 1,55 0,457	3 2,03 0,261	4 1,92 0,451	—
			2 0,83 0,607	5 3,63 0,386	2 1,35 0,68	3 0,81 0,617	1 1,36 0,319	3 0,45 0,423	3 2,52 0,418	—

Продолжение табл. 43

Интрузивная фаза	Массив		Fe	CaO	MgO	V	Co	Cu	Ti	Гипотеза
Дополнительная	Черняховский массив,	центральная часть	4 8,18 0,055	6 8,80 0,172	4 3,36 0,248	4 7,73 0,082	4 7,08 0,105	5 1,415 0,021	4 4,10 0,224	—
			5 2,93 0,264	5 5,97 0,282	3 1,45 0,423	4 2,82 0,368	3 4,06 0,214	3 6,02 0,134	4 0,76 0,224	—
			2 0,52 0,681	4 1,78 0,546	2 1,47 0,328	2 1,47 0,550	2 1,32 0,680	2 1,64 0,808	2 0,84 0,551	—
	Кольцевая интрузия,	центральная часть	5 5,35 0,206	6 1,489 0,031	4 4,38 0,177	—	—	4 8,33 0,110	—	H_{0_1}
			0,367	3 4,37 0,401	2 0,52 0,588	—	—	3 3,94 0,990	—	H_{0_2}
			3 2,58 0,426	4 0,68 0,568	2 2,28 0,234	—	—	2 1,29 0,590	—	H_{0_3}

$\frac{\upsilon/\chi^2}{p}$

ν — число степеней свободы; χ^2 — значение статистики; p — вероятность принятия гипотезы H_0;
H_{0_1} — выравнивающее нормальное распределение; H_{0_2} — логнормальное распределение;
H_{0_3} — распределение Пирсон-I.

ренных элементов в зонах эндоконтактов массивов с наибольшей достоверностью описывается с помощью кривых Пирсон-I.

В интрузивах дополнительных фаз внедрения, формировавшихся в условиях нормальной кристаллизации, функция распределения химических элементов близка к логнормальной.

Для распределения извести в центральных частях Крыккудукского и Аккудукского массивов может быть принята гипотеза нормальности (с учетом двух других альтернатив). Логнормальный закон показывает наилучшее приближение к наблюденному распределению в одном случае — для центральной части Ащикольского массива. В остальных пяти случаях эмпирические распределения с высокой достоверностью выравниваются посредством кривых типа Пирсон-I.

Интересно статистическое распределение CaO в эндоконтактной зоне Аккудукского массива, представленной образованиями габбро-диоритового типа. Как следует из главы I, распределение концентраций извести в породах среднего и основного состава должно приближаться к симметричному, что и наблюдалось А. Б. Вистелиусом для ряда габбровых массивов. В нашем случае статистическое распределение CaO является асимметричным ($A = +0{,}59$). Последнее объясняется тем, что нами рассматривается распределение CaO в гибридно-метасоматических породах эндоконтакта, образующих очень неравномерные и невыдержанные зоны. Для них закономерными являются неоднородность распределения и бóльшие, чем обычные, вариации в распределении концентраций.

В лейкократовых породах дополнительных фаз распределение концентраций CaO сильно асимметрично, поскольку основным носителем извести в них являются темноцветные минералы, содержащиеся в малых количествах и образующие неравномерные выделения.

Подводя некоторые итоги исследованию аппроксимирующих законов распределения химических элементов в гранитоидах крыккудукского комплекса, можно отметить следующее.

1. Наиболее распространенной функцией распределения содержаний компонентов в интрузиях гибридизированных гранитоидов, не противоречащей эмпирическим распределениям, является марковская функция (кривые типа Пирсон-I).

2. Распределения содержаний, близкие к нормальному, характерны для элементов, которые входят во многие минералы породы приблизительно в равных пропорциях.

3. Логарифмически нормальное распределение содержаний химических элементов наблюдается в гранитных породах, образование которых связывается с нормальным ходом кристаллизации.

4. Приведенные данные, с учетом положений, рассмотренных в главе III, наглядно иллюстрируют генетическое значение законов статистического распределения элементов в горных породах и необходимость изучения их при геохимических исследованиях.

III. ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД БОРОВСКОГО КОМПЛЕКСА И СТАТИСТИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ В НИХ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Породы боровского интрузивного комплекса формировались в такой последовательности: 1) крупнозернистые биотитовые и биотит-роговообманковые граниты и плагиограниты; 2) лейкократовые, нередко аляскитовые граниты; 3) гранит-порфиры, аплиты и пегматиты; 4) диорит-порфириты и кварцевые жилы. Для детального исследования образований боровского комплекса было выбрано семь объектов: Боровской, Жукейский, Зерендинский массивы (представители главной фазы внедрения), Карабулакский массив и среднезернистые граниты Зерендинского массива (дополнительная интрузивная фаза), жильные образования первого (гранит-аплиты) и второго (диорит-порфириты) этапов.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД

Боровской гранитный массив — прототип интрузивного комплекса — расположен в восточной части Кокчетавской глыбы. В пяти километрах к востоку от него, у оз. Жукей, расположен Жукейский массив. Оба они являются типичными разломными интрузиями и в плане имеют округлые очертания. Породы массивов прорывают метаморфическую толщу докембрия и эффузивно-осадочную толщу нижнего палеозоя. Контакт с вмещающими образованиями в основном тектонический и лишь на ряде участков интрузивный.

Боровской масив многофазен и имеет кольцевое строение. В нем выделяют: а) главную интрузивную фазу, представленную крупнокристаллическими равномернозернистыми биотитовыми гранитами, реже адамеллитами; б) фазу дополнительных интрузий, сложенных среднезернистыми слабо порфировидными и резко порфировидными биотитовыми гранитами с постепенными переходами к мелкозернистым аплитовидным гранитам (эти породы полукольцом отделяют крупнозернистые граниты главной фазы, слагающие внутреннюю часть массива, от вмещающих пород); в) фазу жильных пород.

Зерендинский гранитный массив расположен в центральной части Кокчетавского антиклинория и занимает около трети его площади. В плане массив имеет весьма неправильную, вытянутую в широтном направлении форму. Длина его около 160 *км* при ширине от 20 до 90 *км*. Строение массива сложное. Сложен он двумя комплексами гранитоидов (по данным М. А. Абдулкабировой и Р. В. Путаловой), отличающимися друг от друга по степени катаклаза и минералогическому составу. В юго-западной части массив образован гранодиоритами и диоритами крыккудукского комплекса. В южной части он представлен биотитовыми равномернозернистыми гранитами основной фазы боровского комплекса. Гранитоиды дополнительной фазы боровского комплекса слагают основное поле гранитодов исследуемого массива. Представлены они разнозернистыми лейкократовыми гранитами, иногда порфировидными.

Характерный минеральный состав гранитов боровского комплекса приведен в табл. 44.

Таблица 44

Минеральный состав пород боровского интрузивного комплекса

Массив, порода	Содержание минералов, об. %					
	Кварц	Калиевый полевой шпат	Плагиоклаз	Биотит	Роговая обманка	Акцессорные минералы
Главная интрузивная фаза						
Собственно интрузивная фация						
Боровской массив, крупнозернистые биотитовые граниты	33,1	24,6	35,1	3,5	2,0	1,7
Жукейский массив, порфировидные биотитовые граниты	35—40	30—35	До 20	3—5	—	До 1,5
Зерендинский массив, биотитовые граниты	45—50	35—40	10—15	1—4	—	До 1
Фация пород зоны эндоконтакта						
Боровской массив, неравномернозернистые граниты	15	Около 50	20	2—3	10	1—2
Дополнительная интрузивная фаза						
Зерендинский массив, лейкократовые среднезернистые граниты	50—55	35—40	10—15	1—2	—	1—1,5
Карабулакский массив, аплитовидные граниты	30	25—30	35—40	7 (мусковит)	—	До 1

Главная интрузивная фаза

Макроскопически граниты главной фазы — серые или розовато-серые равномернозернистые, реже порфировидные граниты с глыбовой или матрацевидной отдельностью.

Кварц в породах присутствует во вкрапленниках размерами до 8 *мм*, обычно изометричной формы с волнистым и мозаичным угасанием. Степень давленности зависит от величины зерен: мелкие почти не обладают волнистым угасанием. Содержание кварца вообще колеблется в значительных пределах. Наблюдается некоторое увеличение его концентрации по направлению к центру массивов.

Плагиоклаз представлен олигоклазом № 28, реже андезином № 31. Имеет слабо выраженную зональность: в центре основность выше, чем на периферии. Зерна обычно призматической формы, края их часто корродированы кварцем и калиевым шпатом, величина зерен 1,5—2 *мм*. В гранитах Зерендинского массива плагиоклазы, особенно центральные части зерен, интенсивно изменены, замещены хлоритом, эпидотом, цоизитом.

Калиевый полевой шпат представлен микроклином, микроклин-пертитом. Его зерна резко ксеноморфны, с неровными зазубренными краями, иногда образуют простые двойники, постоянно содержат включения кварца, плагиоклаза. Иногда вокруг зерен калишпата развивается альбитовая каемка. Повсеместно наблюдается пелитизация зерен.

Биотит образует пластинки длиной не более 0,7 *мм*, большей частью хлоритизированные, по трещинам спайности нередко содержит включения рудного минерала. Размещение биотита в породах более или менее равномерное, отдельных скоплений нет.

Акцессорные минералы представлены магнетитом, апатитом, сфеном, цирконом, флюоритом, встречаются торит, ортит, турмалин, молибденит, пирит. Сфен образует зерна различной величины, которые имеют в разрезе ромбовидную форму и обладают ясно выраженной призматической спайностью. По трещинкам он замещается лейкоксеном. Магнетит встречается в ассоциации со сфеном и биотитом, отмечается частичное образование его за счет разложения биотита.

Химический состав гранитов боровского интрузивного комплекса приведен в табл. 45.

По химизму породы Боровского, Жукейского и Зерендинского массивов очень близки. Они пересыщены кремнекислотой, глиноземом, содержат много щелочей ($a : c \gg 8$). Значение параметра b низкое, в среднем 3,0 для Боровского и Жукейского массива и 4,3 для Зерендинского массива. В составе цветной части превалируют магнезиально-железистые компоненты. Отношение $(m'+f') : c$ колеблется в пределах 36÷130, причем железо почти втрое превышает содержание магния ($f' : m' = 2{,}5—2{,}7$). Лейкократовые минералы составляют 90—95% породы — $b : (a+c+Q) = 0{,}05—0{,}09$. Со-

Таблица 45

Химический состав гранитов боровского интрузивного комплекса

Номер пробы	Содержания окислов, вес. %												
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	П. п. п.	Сумма
1	71,44	0,39	14,66	1,36	1,43	0,05	0,38	1,09	3,83	4,47	0,13	0,80	100,03
2	73,88	0,09	14,20	0,66	0,44	0,02	0,25	0,83	3,11	5,47	—	0,58	99,55
3	72,80	0,20	14,69	0,63	0,82	0,07	0,46	1,21	3,73	4,47	—	0,55	99,63
II-43	72,97	0,08	12,98	0,73	1,65	0,03	0,47	0,58	4,10	4,85	0,08	0,83	99,35
X-16	75,29	0,07	12,44	0,84	1,21	0,01	0,70	0,85	3,59	4,82	0,29	0,44	100,55
X-15	70,71	0,07	13,30	0,02	2,91	0,08	0,61	2,38	4,23	4,75	0,35	0,51	99,92
II-42	71,28	0,18	14,20	0,08	2,42	0,08	0,46	1,22	4,40	4,62	0,04	0,54	99,52
II-45	68,87	0,19	13,86	0,69	2,26	0,03	1,83	1,34	2,98	5,65	0,13	1,68	99,51
II-49	76,63	0,04	12,29	0,00	1,45	0,04	0,23	0,48	3,74	4,43	—	0,33	99,66
II-154	77,44	0,04	12,05	0,00	1,09	0,00	0,13	0,28	3,57	4,84	—	0,42	99,86
К-16	70,02	0,20	15,50	0,82	1,48	0,07	0,62	1,00	3,64	6,03	0,22	0,80	100,40
К-17	72,58	0,24	14,96	0,52	1,91	0,10	0,42	0,59	3,71	4,06	0,35	0,60	100,04
II-157	74,81	0,13	13,48	0,00	1,21	0,03	0,27	0,60	3,37	5,06	0,08	0,72	99,76
II-163	73,88	0,12	13,36	0,20	1,60	0,00	0,38	0,70	4,14	4,67	0,10	0,44	99,59
II-158	76,88	0,15	11,50	0,00	1,50	0,07	0,22	0,60	2,63	5,82	0,22	0,16	99,75
К-15	77,20	0,25	12,34	0,08	1,20	0,06	0,09	0,65	2,44	4,75	0,14	0,42	99,62
К-6	77,20	0,16	11,85	0,02	1,14	0,06	0,07	0,75	3,25	5,77	0,20	—	100,47
II-120	75,33	0,25	13,15	0,00	1,49	0,03	0,24	0,76	3,91	4,61	0,09	0,54	100,40
1541а	75,08	0,00	13,29	0,00	1,51	0,00	0,53	0,64	3,34	4,82	0,51	0,27	99,99
II-118	76,02	0,05	13,06	0,00	1,01	0,01	0,24	0,73	4,34	4,59	0,13	0,42	100,60
II-119	75,29	0,05	13,30	0,00	1,27	0,08	0,19	0,88	4,39	4,21	0,02	0,50	100,18
X-1	76,38	0,03	12,39	0,00	1,45	0,04	0,14	0,05	3,97	4,27	0,14	0,53	99,39
II-40	70,35	0,26	14,20	1,43	2,55	0,08	0,80	2,48	4,13	3,00	0,27	0,27	99,82
15377а	75,21	0,00	8,76	0,00	1,41	0,00	0,21	0,58	5,61	6,63	0,25	0,87	99,53
15123	52,25	1,16	8,71	10,79	2,72	0,09	8,10	7,09	4,39	1,96	0,71	2,0	99,97

Продолжение табл. 45

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

Номер пробы	*a*	*c*	*b*	*s*	*Q*	*a'*	*f'*	*m'*	*c'*	*n*	*t*	φ	$\frac{a}{c}$
1	14,6	1,4	3,8	80,2	30,0	18,0	65,2	16,8	—	56,0	0,4	30,4	10,6
2	14,6	0,5	1,9	83,1	36,4	35,7	50,7	14,4	—	46,3	0,1	28,5	29,2
3	14,6	1,4	4,1	80,1	29,4	49,2	32,8	18,0	—	55,6	0,2	13,1	10,6
II-43	15,6	0,7	2,3	80,7	30,2	6,7	69,0	24,4	—	56,2	0,1	17,8	22,3
X-16	14,2	1,0	3,1	81,7	34,0	8,3	56,3	35,4	—	53,2	0,1	21,0	14,2
X-15	15,6	0,8	5,7	77,8	23,7	—	47,1	17,2	35,6	57,4	0,06	0,2	19,5
II-42	16,0	1,3	3,2	79,5	25,7	—	73	23,0	4,2	59,2	0,3	2,1	12,3
II-45	14,6	1,6	6,2	77,6	24,4	7,7	43,5	48,9	—	44,4	0,2	8,7	9,1
II-49	14,0	0,5	2,1	83,2	38,1	27,3	52,1	18,2	—	56,3	0,0	0,0	28,0
II-154	14,1	0,3	1,7	83,7	38,1	33,3	52,0	14,8	—	52,4	0,0	0,0	47,0
К-16	16,4	1,2	4,6	77,8	21,6	31,9	46,4	21,7	—	48,0	0,3	14,5	13,7
К-17	13,4	0,8	6,8	79,4	31,1	59,4	31,1	9,4	—	57,7	0,2	5,6	16,7
II-157	14,3	0,8	3,1	81,8	34,2	50,2	35,4	14,6	—	50,5	0,2	0,0	17,9
II-163	15,3	0,8	2,8	80,0	29,7	21,0	45,8	23,3	—	57,1	0,1	4,7	19,1
II-158	13,7	0,6	1,8	83,8	39,7	—	74,3	17,1	8,5	40,7	0,2	0,0	22,8
К-15	11,6	0,8	3,9	82,9	42,6	64,0	30,7	5,0	—	43,9	0,2	1,6	14,5
К-6	14,9	0,2	1,9	83,0	36,0	—	57,3	6,8	3,8	45,6	0,2	0,7	74,5
II-120	14,7	0,8	2,2	82,3	34,4	20,6	62,7	17,6	—	56,2	0,2	0,0	18,4
1514 1а	13,6	0,8	4,0	81,6	31,2	45,9	34,4	19,6	—	51,0	0,0	0,0	17,0
II-118	15,4	0,7	1,5	82,6	33,5	—	61,0	26,1	13,0	45,9	0,0	0,0	22,0
II-119	15,2	0,9	1,7	82,2	33,1	—	73,1	19,1	19,2	41,2	0,0	0,0	17,0
X-1	14,4	0,1	2,8	82,6	36,4	45,5	46,0	9,0	—	48,6	0,0	0,0	144
II-40	13,2	2,7	5,3	79,0	29,3	—	69,6	25,3	5,1	67,3	0,3	22,8	5,0
15377а	10,6	1,2	0,9	77,2	32,1	—	0,0	2,8	6,2	60,2	0,0	0,0	8,9
15123	10,9	0,9	31,4	56,8	—9,1	—	32,9	41,1	26,0	81,2	1,7	24,9	12,1

Главная интрузивная фаза боровского комплекса. Боровской массив, собственно интрузивная фация: 1 — биотит-роговообманковый гранит (М. А. Абдулкабирова, 1963 г.), 2 — биотитовый гранит, 3 — биотит-роговообманковый гранит (М. А. Абдулкабирова, 1963 г.), II-43 — биотит-роговообманковый гранит (авторы). X-16 — биотитовый гранит (авторы); Боровской массив, породы фации эндоконтакта: X-15, II-42, II-45 — биотит-роговообманковый гранит (авторы); Жукейский массив: II-49, II-154 — биотитовый гранит (авторы); Зерендинский массив: К-16, К-17 — крупнозернистый биотитовый гранит (М. А. Абдулкабирова, 1961 г.), II-157, II-163 — крупнозернистый биотитовый гранит (авторы). **Фаза дополнительных интрузий.** Зерендинский массив: II-158 — среднезернистый розовый лейкократовый гранит (авторы), К-15, К-6 — мелко-среднезернистый биотитовый гранит (М. А. Абдулкабирова, Р. В. Путалова, 1961 г.); Карабулакский массив: II-120 — мелкозернистый лейкократовый гранит (авторы), 1514 1а — аляскитовый гранит (В. А. Цуканов, 1960 г.), II-118, II-119—среднезернистый лейкократовый гранит (авторы), X-1 — среднезернистый порфировидный гранит(авторы). **Фаза жильных пород:** II-40 — гранит-порфир (авторы); 15377а — фельзит-порфир (В. А. Цуканов, 1960 г.); 15123 — диорит-порфирит (В. А. Цуканов, 1960).

держание щелочей в породах Боровского и Жукейского массивов исключительно постоянно, колебания параметра *a* очень малы (14,2—14,6). В гранитах Зерендинского массива среднее содержание *a* примерно то же (14,8), но колебания его более широкие (13,4—16,4). Щелочные полевые шпаты сильно преобладают над кальцием ($a:c$ в среднем равно 17,4). Калий и натрий в породах находятся приблизительно в равных количествах, средняя величина параметра $n=54{,}6$. Среднее значение Q составляет 30,5.

Таким образом, граниты главной фазы боровского комплекса характеризуются достаточным постоянством химического состава и классифицируются, по А. Н. Заварицкому, как пересыщенные кремнекислотой и глиноземом, богатые щелочами при малых содержаниях магнезии и кальция.

Породы фации эндоконтакта

Процессы ассимиляции свойственны боровским гранитоидам в гораздо меньшей степени, чем крыккудукским. Эндоконтактные изменения в Боровском массиве проявились в некотором уменьшении содержания кварца, в увеличении содержания роговой обманки, преобладании калиевого полевого шпата над плагиоклазом. Минеральный состав пород эндоконтактной зоны массива дан в табл. 44. Структура породы гипидиоморфнозернистая.

Кварц в породе образует ксеноморфные зерна размерами 1—1,5 *мм* с извилистыми очертаниями и нормальным (до слабо волнистого) угасанием.

Плагиоклаз имеет состав олигоклаза, представлен довольно идиоморфными зернами призматической и таблитчатой формы размерами от 2 до 6 *мм*. Полисинтетическое двойникование слабо выражено в единичных зернах. Многие зерна имеют антипертитовое строение вследствие замещения калишпатом. Характерны вторичные изменения — серицитизация, пелитизация, карбонатизация, — особенно для центральных частей зерен.

Калиевый полевой шпат представлен ксеноморфными зернами размерами 1—3 *мм,* нередко изометричными. Зерна в значительной степени, а иногда почти полностью пелитизированы; часто по краям их наблюдается пегматитовое срастание с кварцем и пертитовое замещение.

Роговая обманка образует довольно идиоморфные зерна призматического и ромбовидного облика размером 1—2 *мм,* большинство из которых почти нацело замещено агрегатом вторичных минералов — хлоритом, карбонатом, сфеном, биотитом; изредка встречаются более свежие зерна, в которых наблюдаются простые двойники.

Биотит встречается в пластинках размером до 1 *мм* с изъеденными краями, в значительной степени разрушенных — обесцвеченных, хлоритизированных; часто по биотиту выделяется рудный минерал.

Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, флюоритом, турмалином. Они нередко образуют кристаллы размером до 0,1 *мм,* обычно в ассоциации с темноцветами. Химический состав пород этого типа приведен в табл. 45 .

Анализ данных позволяет отнести граниты зоны эндоконтакта Боровского массива к классу нормальных, пересыщенных кремнекислотой пород ($45>Q>15$). Параметр b лежит в пределах 3,2—6,2 и в среднем он выше, чем в породах центральной части массива (4,9 против 3). Общая доля цветных компонентов остается низкой и составляет 5—7% массы породы. Отношение $b:(a+c+Q)\approx 0{,}05\div 0{,}07$. Доля магнезиально-железистой составляющей в составе цветной части несколько возрастает. Отношение $(m'+f'):c$ в среднем равно 61,8, но соотношение железа и магния остается по величине таким же, что и в породах центральной части ($f':m'=2{,}7$).

По значению n в породах зоны контакта натрий слабо преобладает над калием. Основность плагиоклазов повышается к контакту, $a:c$ составляет 9,1 во внутренней и 5,0 во внешней зонах эндоконтакта.

Приведенный в табл. 46 пересчет по методу Барта, характеризующий перемещение вещества в эндоконтактной зоне при становлении Боровского интрузива, показывает некоторое увеличение содержаний K, Ca, Mg, Fe^{2+}, Al и небольшой вынос кремнекислоты и натрия в направлении контакта.

Баланс привноса-выноса производился по пересчету анализов на атомные проценты без учета пористости, так как объемные и удельные веса пород центральной и контактной частей массива очень близки.

Петрографически для зоны эндоконтакта свойственно увеличение содержаний роговой обманки и уменьшение содержания кварца. Масштабы перемещения вещества, т. е. интенсивность приконтактных взаимодействий, как следует из табл. 46, невелики.

В ряде мест контакт гранитоидов Боровского массива с вмещающей толщей носит тектонический характер. Породы контактной части массива здесь сильно катаклазированы и окварцованы, приобретают порфировую структуру с микроаплитовой структурой основной массы.

Вкрапленники, общее количество которых достигает 30%, представлены калиевым полевым шпатом, образующим довольно идиоморфные призматические кристаллы размером от 1 до 6 *мм*. Зерна эти в значительной степени катаклазированы, смещены, обладают мозаичным угасанием, слабо пелитизированы, часто содержат мелкие включения плагиоклаза размером до 0,5 *мм* с хорошо выраженным полисинтетическим двойниковым строением.

Основная масса породы сложена мелкозернистым агрегатом минералов кварца, калишпата и плагиоклаза. Зерна изометричны, что обусловливает микроаплитовую структуру. По зернам плагиоклаза развиваются мелкие чешуйки серицита. В основной массе

Таблица 46

Расчет масштабов перемещения вещества в эндоконтакте Боровского массива по методу Т. Барта

Окислы	Проба II-2. Биотитовый гранит, центральная часть Боровского массива					Проба II-45. Биотит-роговообманковый гранит, зона эндоконтакта Боровского массива					Проба II-48. Биотит-роговообманковый гранит, зона эндоконтакта Боровского массива				
	а	б	в	г	д	а	б	в	г	д	а	б	в	г	д
SiO_2	76,78	1278	2	2556	667	68,87	1147	2	2294	626	71,28	1187	2	2374	636
TiO_2	0,15	2	2	4	1	0,19	3	2	6	16	0,18	2,6	2	5,2	1,4
Al_2O_3	11,50	226	1,5	339	118	13,86	271	1,5	406	148	14,20	278	1,5	417	149
Fe_2O_3	0,06	0,5	1,5	0,7	0,2	0,69	8	1,5	12	4,4	0,08	1	1,5	1,5	0,5
FeO	1,80	25	1	25	13	2,26	32	1	32	17	2,42	33	1	33	18
MnO	0,07	1	1	1	0,5	0,03	0,3	1	0,3	0,2	0,08	0,8	1	0,8	0,4
MgO	0,22	5	1	5	2,6	1,83	45	1	45	24	0,46	11	1	11	6
CaO	0,60	11	1	11	5,7	1,34	24	1	24	13	1,22	21	1	21	11
Na_2O	5,00	1,62	0,5	81	84	2,98	96	0,5	48	52	4,40	142	0,5	71	76
K_2O	3,82	80	0,5	40	41,8	5,65	120	0,5	60	65	4,62	98	0,5	49	52
P_2O_5	0,02	0,5	2,5	1,2	0,2	0,13	2	2,5	5	1	0,04	1	2,5	2	0,5
П. п. п.	0,58					1,68					0,54				
Сумма	100,60	—	—	3064	934	99,51	—	—	2932	966	99,52	—	—	2986	951

Множитель $\frac{1600}{3064} = 0{,}522$

$(K_{42}Na_{84}Ca_6Mg_{0,5}Fe^{2+}_{13}Fe^{3+}_{0,2} \rightarrow Al_{118}Ti_1Si_{667})O_{1600}$

Привнос: Ca — 7 ионов, Mg — 23 иона, Fe^{2+} — 4 », Al — 30 ионов, K — 23 иона

Вынос: Na — 32 иона, Si — 41 ион

Множитель $\frac{1600}{2932} = 0{,}546$

$(K_{65}Na_{52}Ca_{13}Mg_{24}Fe^{2+}_{17}Fe^{3+}_4 \rightarrow Al_{148}Si_{626})O_{1600}$

Привнос: Ca — 5 ионов, Mg — 5 », Fe^{2+} — 5 », Al — 31 ион, K — 10 ионов

Вынос: Na — 8 ионов, Si — 31 ион

Множитель $\frac{1600}{2986} = 0{,}536$

$(K_{52}Na_{76}Ca_{11}Mg_6Fe^{2+}_{18}Fe^{3+}_{0,5} \rightarrow Al_{149}Si_{636})O_{1600}$

а — весовые проценты; б — атомные количества; в — множитель; г — атомное количество кислорода; д — количество электроположительных ионов в ячейке.

присутствуют также хлорит с эпидотом и сфеном, вероятно образовавшиеся за счет замещения и разрушения биотита.

Порода в значительной степени окварцована. Прожилки кварца различной мощности (от 0,01 до 1 *мм*) вытянуты в одном направлении, что придает породе гнейсоватость. В том же направлении ориентированы вкрапленники и чешуйки серицита, что свидетельствует о направленном давлении, которому подвергалась порода.

Фаза дополнительных интрузий

Лейкократовые граниты дополнительной фазы внедрения боровского интрузивного комплекса слагают центральную основную часть Зерендинского массива. Для этих пород характерны широко проявленные процессы микроклинизации и слабой площадной грейзенизации. Структура пород гранитовая (гипидиоморфнозернистая), величина зерен 0,5—2,5 *мм*. Наибольшим идиоморфизмом в породе обладают плагиоклазы и акцессорные минералы.

Минеральный состав следующий: кварц 50—55%, плагиоклаз 10—15%, калиевый полевой шпат 35—40%, биотит 1—2%, акцессорные минералы 1—1,5%.

Кварц образует неправильные округлые, заливообразные зерна, иногда с волнистым угасанием. Плагиоклаз образует наиболее идиоморфные зерна короткопризматического габитуса, нередко корродированные кварцем и калишпатом; иногда характеризуется слабой зональностью. Представлен в основном альбитом, реже олигоклазом, подвергается серицитизации. Калиевый полевой шпат представлен ксеноморфными зернами микроклина и микроклин-пертита с четко выраженной микроклиновой решеткой, корродирует плагиоклаз и иногда кварц. Биотит образует мелкие чешуйки и пластинки, незначительно хлоритизирован. Эпидот встречается в породе в виде отдельных зерен, характеризующихся высокими аномальными окрасками. Акцессорные минералы представлены сфеном, рудным, редкими зернами циркона и шеелита. Сфен встречается в породе в довольно больших количествах и нередко образует крупные кристаллы, не уступающие по размеру породообразующим минералам, обычно неправильной формы; часто разбит трещинами и содержит включения кварца.

Из приведенных в табл. 45 данных видно определенное сходство в петрохимических особенностях гранитов основной и дополнительной фаз внедрения Зерендинского массива (пересыщенность кремнекислотой, большое количество щелочей). Вместе с тем в породах дополнительной фазы почти вдвое понижаются параметр *b*, характеризующий содержание темноцветных минералов, и параметр *c*, отражающий роль кальция. Повышается железистость породы, параметр f' имеет среднее значение 54,1 (против 39,8 в гранитах основной фазы). Увеличение отношения Fe : (Mg + Ca) одновременно с увеличением кремнекислотности более поздней фазы является прямым следствием кристаллизационной дифференциа-

ции, приводящей ко все более кислотному остатку. В группе оснований этого остатка должно преобладать железо. Щелочность плагиоклазов повышается, в связи с чем возрастает величина отношения $a:c$ до 37,3 против 16,8 в гранитах основной фазы. Меняется и соотношение щелочей в плагиоклазах: увеличивается доля калия (параметр n понижается до 43,3).

Карабулакский массив также является результатом дополнительной фазы внедрения боровского интрузивного комплекса и располагается в юго-восточной части рассматриваемой территории, западнее пос. Карабулак. В плане интрузив представляет собой правильной формы овальное тело меридионального простирания; ширина его 8 *км*, а длина 14 *км*. По данным В. А. Цуканова (1960 г.), Карабулакский массив является несогласной интрузией типа штока, круто падающей на запад. Это подтверждается тем, что все жильные и гидротермальные проявления, связанные с массивом, располагаются в его западной части.

Массив хорошо обнажен и выделяется в рельефе в виде слабо выпуклой, несколько приподнятой плиты. Интенсивно развитая система пологих, почти горизонтальных трещин обусловливает появление типичной для интрузий боровского комплекса матраце-видной отдельности.

В составе массива выделяется несколько фациальных разновидностей, связанных взаимными переходами: а) мелкозернистые аплитовидные и порфировидные аляскитовые граниты, б) нормальные среднезернистые лейкократовые граниты, в) грубозернистые порфировидные граниты.

В зоне эндоконтакта Карабулакского массива наблюдаются явления закалки, подобные жильным образованиям, но более широких масштабов и более сложные. Эта зона сплошным кольцом мощностью от нескольких сантиметров до 250 *м* окаймляет массив. Граниты эндоконтактной зоны представляют собой мелкозернистые светлые породы с хорошо выраженной порфировой структурой. Во вкрапленниках присутствуют водянопрозрачный, реже черный идиоморфный кварц, иногда розовый полевой шпат. Размер вкрапленников 1—3 *мм*. Основная масса пород полнокристаллическизернистая, состоит из кварца и калишпатизированного альбита, присутствуют чешуйки обесцвеченного биотита.

Аплитовидные граниты отличаются от порфировидных только отсутствием вкрапленников. Количественная минералогическая характеристика их следующая: кварц 30%, альбит 35—40%, калишпат 25—30%, мусковит 7%, рудный минерал — единичные зерна. Кварц и калиевый полевой шпат присутствуют в резко ксеноморфных зернах, альбит часто наблюдается в более идиоморфных таблитчатых кристаллах. Мусковит в виде неправильных листочков равномерно рассеян по всей массе породы, иногда образует радиально-лучистые скопления. Как и в порфировидных гранитах, акцессории, за исключением рудных минералов, редки.

Породы фации нормальных среднезернистых лейкократовых гранитов резко преобладают среди остальных фациальных разновидностей Карабулакского массива и связаны с ними постепенными переходами. Соотношение минералов в породах следующее: кварц 40—45%, альбит 20—25%, микроклин 25—35%, биотит до 1,5%, сфен и рудный минерал до 0,3%.

Кварц образует ксеноморфные, иногда с изометричными очертаниями зерна; погасание волнистое, реже нормальное. В единичных зернах наблюдается редко, чаще образует скопления.

Альбит присутствует в виде удлиненных таблитчатых кристаллов размером до 5 *мм*, имеющих четкую тонкую полисинтетическую штриховку. Часто наблюдаются микросдвиги, ориентированные перпендикулярно удлинению. Отдельные зерна слабо мусковитизированы, причем удлиненные листочки мусковита ориентированы параллельно удлинению зерен альбита. Состав альбита колеблется в пределах от № 3—7 до № 9—14.

Калиевый полевой шпат представлен микроклином, образует резко ксеноморфные зерна с заливчатыми краями. Структура пертитовая, форма пертитов ленточная. Почти все зерна микроклина содержат более или менее крупные реликты альбита, одновременно угасающие, что обусловливает наличие псевдоантипертитовой структуры.

Биотит присутствует в мелких чешуйках, почти всегда обесцвечен за счет мусковитизации. Сфен образует мелкие конвертообразные идиоморфные кристаллы. Магнетит присутствует в крупных зернах, часто ожелезненных. В ряде случаев встречаются единичные зерна циркона и шеелита.

По характеру зерен, их идиоморфизму и взаимоотношениям породы этой фации очень близки к среднезернистым гранитам дополнительной фазы внедрения Зерендинского массива.

Породы фации грубозернистых порфировидных гранитов очень близки к среднезернистым нормальным лейкократовым гранитам и отличаются только наличием порфировидной структуры. Вкрапленники представлены микроклин-пертитом и гломеропорфировым кварцем. Количественная минералогическая характеристика пород аналогична таковой для нормальных среднезернистых гранитов.

Из всех фациальных разновидностей пород Карабулакского массива были отобраны пробы для их петрохимической характеристики. Их анализ представлен в табл. 45.

По особенностям химического состава породы Карабулакского массива хорошо параллелизуются с лейкократовыми среднезернистыми гранитами Зерендинского массива. Для них характерны пересыщенность кремнекислотой ($Q>30$), низкие значения параметров b и c, большая щелочность.

Мелкозернистые граниты зоны эндоконтакта близки по петрохимическим характеристикам к среднезернистым гранитам центральной части массива, отличаясь от последних слабым увеличением параметра b и несколько меньшей железистостью. Таким

образом, интрузии дополнительной фазы боровского комплекса, формировавшиеся в условиях платформенных разломных структур, характеризуются слабой химической активностью, отсутствием активных контактовых взаимодействий с вмещающей средой.

Жильные образования

Среди даек первого этапа, связанных с боровским комплексом, широко распространены гранит-порфиры, гранит-аплиты, в меньшем количестве — аплиты и пегматиты. Существенной чертой описываемых жильных образований является их приуроченность к тектоническим нарушениям, главным образом северо-западного простирания, по которым они прослеживаются иногда на 5—6 *км*. Отмечается большая интенсивность развития жильных образований первого этапа, часто на большом удалении от материнских интрузий.

Гранит-порфиры представляют собой светлые породы, плотные, массивные с хорошо выраженной порфировой структурой. Под микроскопом их структура полнокристаллическипорфировая с микрогранитовой, микрофельзитовой основной массой. Во вкрапленниках, чаще всего гломеропорфировых, преобладает кварц, реже микроклин-пертит, еще реже альбит. Иногда калишпат во вкрапленниках прорастает кварцем. Размер вкрапленников 0,2—1,5 *мм*. Очень редко во вкрапленниках присутствует измененный биотит. Основная масса пород состоит из кварца, калиевого шпата и плагиоклаза в закономерном срастании друг с другом, часто мусковитизирована, серицитизирована. Из акцессориев присутствуют сфен в землистых массах, циркон, содержащийся в биотите, флюорит, а также рудные минералы — гематит, пирит, галенит.

Гранит-порфиры часто переходят в мелкозернистые аплитовидные граниты, для которых характерно отсутствие вкрапленников и темноцветных минералов.

Довольно часто жилы первого этапа интрузивного комплекса изменены постмагматическими процессами — грейзенизированы, пиритизированы, окварцованы.

Среди жильных образований второго этапа наиболее распространены диорит-порфириты и низкотемпературные кварцевые жилы, оканчивающие интрузивный цикл боровского интрузивного комплекса.

Диорит-порфириты — мелкозернистые породы с микроофитовой структурой основной массы. Во вкрапленниках присутствуют сильно измененные кристаллы плагиоклаза размером до 0,5—0,7 *мм* и полностью хлоритизированный амфибол. Породы сильно изменены вторичными процессами, хлоритизированы, карбонатизированы. Акцессорные минералы представлены сфеном, образующим выделения неправильной формы, и апатитом в виде игольчатых, реже бочковидных зерен.

Химический состав дайковых образований представлен в табл. 45.

При сопоставлении разновидностей жильных образований боровского интрузивного комплекса по данным силикатного анализа выявляется следующее. Жилы гранит-порфиров по своим числовым характеристикам тождественны аляскитовым мелкозернистым гранитам приконтактной фации Карабулакского массива (см. анализы II-40 и 15141 а). Аплиты же и фельзит-порфиры более близки к лейкократовым гранитам, преобладающим среди петрографических разностей Карабулакского и Зерендинского массивов. Таким образом, сравнение петрохимических характеристик интрузивных и жильных пород боровского комплекса свидетельствует об их очевидной тесной генетической взаимосвязи.

Таблица 47

Соотношения породообразующих окислов в гранитах боровского комплекса

Массив	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	$\frac{MgO}{FeO}$	$\frac{MnO}{FeO}$	$\frac{Fe_2O_3}{FeO}$	$\frac{Fe_2O_3 + FeO}{MgO}$
Боровской	8	11	0,7	11	1,0	0,06	0,73	1,7
Жукейский	6	14	0,4	15	1,1	0,03	0,43	1,3
Зерендинский (главная фаза)	6	16	1,0	10	0,60	0,06	0,38	2,2
Зерендинский (дополнительная фаза)	—	21	0,2	5	0,24	0,01	—	4,2
Карабулакский	—	21	0,3	5	0,24	0,02	—	4,2
Дайки гранит-порфиров	—	23	0,0	5	0,21	0,00	—	4,6
Дайки диорит-порфиритов	136	38	1	201	5,3	0,03	3,6	0,86

Содержания окислов в таблице даны в молекулярных количествах.

Приведенные в табл. 47 отношения некоторых породообразующих окислов в интрузивах боровского комплекса и сравнение их с такими же отношениями для массивов крыккудукского комплекса (см. табл. 12) позволяют сделать следующие выводы.

Граниты боровского комплекса, формировавшиеся в условиях платформенных структур, характеризуются по сравнению с крыккудукскими гранитоидами, образовавшимися в геосинклинальный этап развития земной коры, повышенными концентрациями кремния, калия и меньшими содержаниями алюминия, железа, магния, кальция.

Отношение $Fe^{3+} : Fe^{2+}$, большее у гранитов боровского типа, свидетельствует об изменении кислородного режима от древних к более молодым образованиям. Последнее хорошо иллюстрируется изменением величины параметра φ.

Г. Оттеман (Otteman, 1940), К. Ранкама и Т. Сахама (Rankama, Sahama, 1949) предполагают, что отношение MnO : FeO в

породах одной фазы кристаллизации постоянно. Как следует из табл. 47 граниты боровского комплекса действительно характеризуются очень узкими пределами колебания (0,0—0,04) этого отношения.

Интрузивы боровского комплекса вообще отличаются малым содержанием магния по сравнению с крыккудукским комплексом, однако, как и в последнем, уменьшение концентрации магния в породах комплекса следует порядку внедрения интрузий. Правда, это уменьшение от главной фазы к дополнительной носит более плавный характер.

Граниты боровского комплекса отличаются от крыккудукских также повышенным средним значением коэффициента железистости (3,1 против 1,3—1,7), что является характерной чертой интрузий разломного платформенного типа (Соболев, 1950).

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ НЕКОТОРЫХ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОРОДАХ БОРОВСКОГО КОМПЛЕКСА

Породообразующие элементы

Железо. Содержание железа во всех исследуемых массивах боровского комплекса ниже кларка для кислых пород (2,70%, по А. П. Виноградову).

В интрузивах главной фазы (табл. 48, рис. 21) концентрации железа близки между собой (1,55% — в Боровском, 1,40% — в Жу-

Таблица 48

Распределение железа в породах боровского комплекса

Интрузивная фаза	Массив, порода	Объем выборки	Концентрация Fe, вес. %		Дисперсия σ^2	Коэффициенты	
			средняя	модальная		асимметрии A	эксцесса E
Главная	Боровской	67	1,65	1,55	2,987	+0,48	—0,60
	Жукейский	52	1,53	1,40	2,977	+0,59	—0,21
	Зерендинский (крупнозернистые биотитовые граниты)	68	1,59	1,55	2,847	+0,48	—0,51
Дополнительная	Карабулакский	84	1,11	1,10	2,471	+0,36	—0,37
	Зерендинский (среднезернистые лейкократовые граниты)	76	1,20	1,16	2,469	+0,31	—0,57
Жильная серия	Мелкозернистый гранит	52	1,06	1,06	2,420	+0,01	—0,43
	Диорит-порфирит	55	9,46	9,25	1,985	+0,56	—0,37

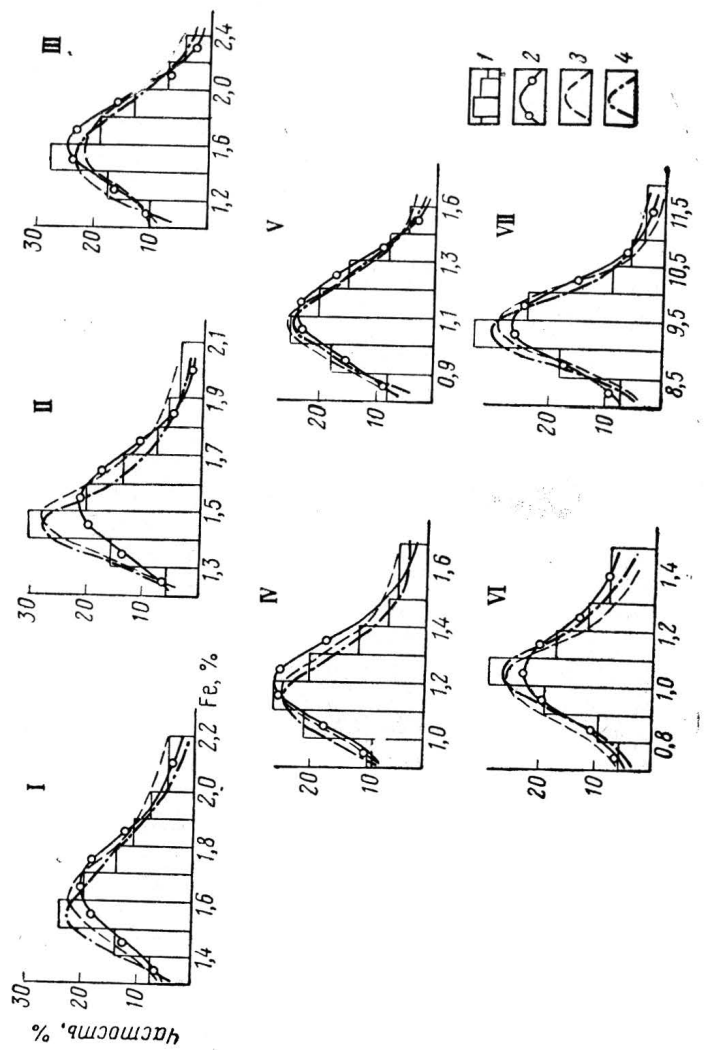


Рис. 21. Гистограммы (1) распределения железа и выравнивающие их кривые нормального (2), логнормального (3) распределения и типа Пирсон-I (4) в интрузивах боровского комплекса:
I — крупнозернистые биотитовые граниты Боровского массива; II — крупнозернистые биотитовые граниты Жукейского массива; III — крупнозернистые биотитовые граниты Зерендинского массива; IV — среднезернистые лейкократовые граниты Зерендинского массива; V — среднезернистые аляскитовые граниты Карабулакского массива; VI — жильные мелкозернистые граниты; VII — диорит-порфириты

кейском и 1,55% — в Зерендинском). Для образований же дополнительной фазы — Карабулакского и среднезернистых гранитов Зерендинского массивов — характерно некоторое понижение концентраций. Отмечаются близкие к последним содержания железа в жилах первого этапа — мелкозернистых и аплитовидных гранитах. В отличие от них даечные образования второго этапа — диорит-порфириты — характеризуются более высокими содержаниями железа (9,25%), повышенными почти вдвое по сравнению с кларком для средних пород (5,85%).

Распределение концентраций железа в гранитных массивах боровского комплекса достаточно однородно и характеризуется умеренными дисперсиями, несколько бо́льшими для массивов главной фазы (2,500—2,987) и меньшими для интрузивов дополнительной фазы (2,471—2,487). Минимальные дисперсии характерны для жильных образований второго этапа внедрения интрузий. Для мелкозернистых же гранитов первого этапа значения дисперсии приближаются к таковым для гранитов дополнительной фазы.

Значения коэффициента асимметрии положительны для всех исследуемых образований и колеблются в пределах $+0{,}48 \div +0{,}59$ для массивов главной фазы и $+0{,}31 \div +0{,}36$ для массивов дополнительной фазы. Они близки к нулю для жильных пород первого этапа и достигают значений $+0{,}56$ для жильных пород второго этапа. Значения эксцесса повсеместно отрицательны и находятся в пределах $-0{,}21 \div -0{,}60$.

Таким образом, гранитные массивы главной фазы боровского комплекса характеризуются близкими параметрами распределения железа. При переходе же от главной фазы к дополнительной и далее к связанным с ними жильным образованиям первого этапа наблюдается закономерное понижение концентраций железа и других параметров.

Кальций. В интрузивных породах боровского комплекса содержание окиси кальция также ниже кларка для кислых пород (2,21%).

В массивах главной фазы — Боровском, Жукейском и крупнозернистых гранитах Зерендинского массива — концентрации окиси кальция достигают наибольших значений — соответственно 0,75; 0,53 и 0,60% (табл. 49, рис. 22).

Значения дисперсии концентраций для интрузивных пород главной фазы достаточно постоянны (2,873—2,912).

В зоне же эндоконтакта Боровского массива происходит двукратное повышение содержания CaO за счет увеличения содержания роговой обманки, сопровождающееся ростом дисперсии концентраций и коэффициента асимметрии (как результат определенного привноса CaO).

В лейкократовых гранитах дополнительной фазы средняя концентрация CaO понижается более чем в два раза (до 0,28%).

Отмечается небольшое увеличение дисперсии концентрации извести в породах Карабулакского и Зерендинского (дополнитель-

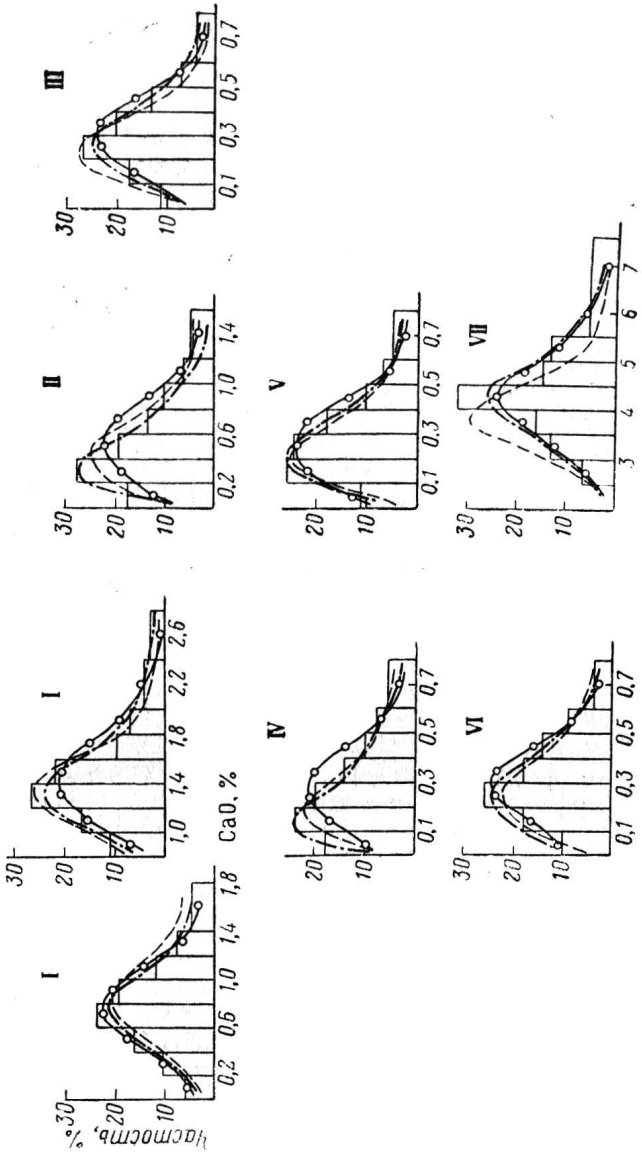


Рис. 22. Гистограммы распределения окиси кальция и выравнивающие их кривые нормального, логнормального распределения и типа Пирсон-I в интрузивах боровского комплекса.
Условные обозначения см. рис. 21.

Таблица 49

Распределение извести в породах боровского комплекса

Интрузивная фаза	Массив	Объем выборки	Концентрация CaO, вес. %		Дисперсия σ^2	Коэффициенты	
			средняя	модальная		асимметрии A	эксцесса E
Главная	Боровской						
	центральная часть	67	0,75	0,70	2,912	+0,14	—0,57
	эндоконтакт	72	1,41	1,30	3,094	+0,62	—0
	Жукейский	51	0,53	0,40	2,964	+0,40	—0,42
	Зерендинский	45	0,60	0,50	2,873	+0,37	—0,71
Дополнительная	Карабулакский	90	0,28	0,12	3,288	+0,53	—0,66
	Зерендинский	50	0,28	0,10	3,192	+0,57	—0,62
Жильная серия	Гранит мелкозернистый	52	0,30	0,22	2,568	+0,16	—0,02
	Диорит-порфирит	62	4,25	4,10	2,355	+0,23	—0,54

ная фаза) массивов, вызванное исключительно неравномерным распределением темноцветных минералов. Коэффициент асимметрии в них также возрастает (до +0,57, +0,53).

В жилах мелкозернистых гранитов концентрация CaO близка к содержанию в гранитах дополнительной фазы (0,30%). Однако характер распределения компонента здесь существенно отличен: дисперсия понижена, а коэффициент асимметрии приближается к нулю. Таким образом, благодаря единству очага концентрации определенных компонентов и их соотношения остаются достаточно близкими, в то же время отличия условий формирования пород изменяют характер распределения компонента.

В жилах второго этапа средняя концентрация извести повышается до 4,75%, не достигая кларка для средних пород, а дисперсия и асимметрия имеют относительно низкие значения (см. табл. 49).

Магний. Кларк окиси магния для кислых пород составляет, по А. П. Виноградову, 0,93%.

Средние концентрации MgO в интрузивных массивах обеих фаз внедрения боровского комплекса отличаются исключительным постоянством и колеблются в узких пределах (0,26—0,33%), оставаясь ниже кларка в 2,5—3 раза. Однако по характеру и параметрам статистического распределения магнезии массивы главной и дополнительной фаз существенно разнятся (табл. 50, рис. 23).

Центральные части массивов главной фазы — Боровского, Жукейского, Зерендинского (крупнозернистые биотитовые граниты) — характеризуются равными модальными значениями концентраций (0,25%), низкими значениями дисперсий содержаний MgO (1,774+

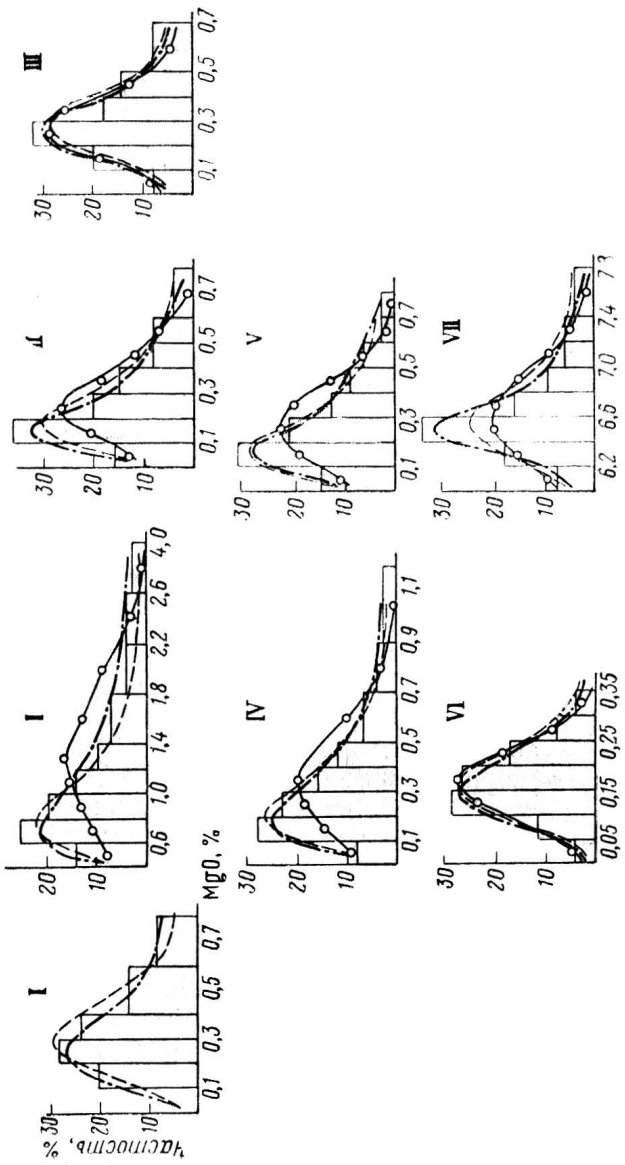


Рис. 23. Гистограммы распределения окиси магния и выравнивающие их кривые нормального, логнормального распределения и типа Пирсон-I в интрузивах боровского комплекса.

Условные обозначения см. рис. 21.

Таблица 50

Распределение окиси магния в породах боровского комплекса

Интрузивная фаза	Массив	Объем выборки	Концентрация MgO, вес. %		Дисперсия $\hat{\sigma}^2$	Коэффициенты	
			средняя	модальная		асимметрии A	эксцесса E
Главная	Боровской:						
	центральная часть	64	0,41	0,25	1,774	+0,19	—0,68
	эндоконтакт	72	1,08	0,60	4,355	+0,87	—0,09
	Жукейский	49	0,33	0,25	1,787	+0,40	—0,30
	Зерендинский	50	0,38	0,25	1,864	+0,27	—0,65
Дополнительная	Карабулакский	80	0,26	0,15	2,965	+0,95	+0,32
	Зерендинский	76	0,21	0,18	2,908	+0,76	+0,01
Жильная серия	Гранит мелкозернистый	52	0,16	0,16	1,883	+0,07	+0,24
	Диорит-порфирит	55	6,60	6,38	2,932	+0,87	—0,26

+1,864), небольшими значениями коэффициента асимметрии и отрицательным эксцессом.

В зоне эндоконтакта Боровского массива концентрация MgO возрастает в 2,5 раза вследствие некоторого повышения основности пород зоны.

Приведенный в табл. 46 пересчет, характеризующий перемещение вещества в контактной зоне при становлении Боровского интрузива, показывает привнос кальция, магния и двухвалентного железа в направлении контакта массива. При этом резко увеличиваются неравномерность распределения концентраций (дисперсия приобретает значение 4,355 против 1,774 в центральной части) и асимметрия распределения ($A = +0{,}87$).

Массивы дополнительной фазы — Карабулакский и Зерендинский (среднезернистые лейкократовые граниты) — характеризуются понижением модальных значений концентраций (до 0,15 и 0,18% соответственно для названных интрузивов), увеличением дисперсии (2,908÷2,965) и асимметрии ($A = +0{,}76$, $+0{,}95$), положительным знаком эксцесса распределения концентраций MgO.

Жилы мелкозернистых аплитовидных гранитов (первого этапа) по концентрации окиси магния близки к образованиям дополнительной фазы (0,16%), но характер распределения концентраций в них отличается: дисперсия и коэффициент асимметрии имеют низкие значения, распределение концентраций — почти симметричное.

Диорит-порфириты второго этапа характеризуются повышенным содержанием MgO (6,60%) даже по отношению к кларку для средних пород. Характер распределения концентраций в них иной по сравнению с даечными породами первого этапа: дисперсия повышена до значения 2,932, коэффициент асимметрии до +0,87.

Таким образом, различные по условиям формирования дифференциаты магматического очага характеризуются качественно иными, специфическими особенностями распределения концентраций магнезии.

Натрий. Кларк окиси натрия для кислых пород гранитоидного ряда составляет, по А. П. Виноградову, 3,73%.

В интрузивах главной фазы — Боровском Жукейском, Зерендинском — концентрация Na_2O (табл. 51) близка к кларку и соответственно составляет 3,56; 3,85 и 3,55%. Распределение концентраций однородно и характеризуется близкими оценками дисперсии (2,528—2,577) и коэффициентов асимметрии и эксцесса (близкими к нулю).

Таблица 51

Распределение окиси натрия в породах боровского комплекса

Интрузивная фаза	Массив	Объем выборки	Концентрация Na_2O, вес. %		Дисперсия $\hat{\sigma}^2$	Коэффициенты	
			средняя	модальная		асимметрия A	эксцесса E
Главная	Боровской:						
	центральная часть	64	3,56	3,55	2,528	+0,08	0,08
	эндоконтакт	72	2,99	3,15	2,744	+0,61	—0,09
	Жукейский	52	3,85	3,80	2,534	+0,17	—0,05
	Зерендинский	68	3,50	3,50	2,577	+0,13	—0,12
Дополнительная	Карабулакский	84	4,00	4,00	2,940	+0,04	—0,12
	Зерендинский	76	2,90	2,96	2,956	—0,11	—0,26
Жильная серия	Мелкозернистый гранит	52	3,68	3,68	2,120	+0,04	—0,55
	Диорит-порфирит	55	4,97	4,90	2,505	+0,04	—0,24

В зоне контакта Боровского массива содержание Na_2O несколько понижается (до 2,99%), что в соответствии с данными, приведенными в табл. 46 и на рис. 24, свидетельствует о выносе окиси натрия. Этот процесс характеризуется ростом дисперсии концентраций и изменением вида распределения — появлением левоасимметричного сдвига (коэффициент асимметрии меняет знак и приобретает значения —0,67).

В Карабулакском массиве содержание Na_2O несколько выше (4,0%), но дисперсии концентрации и другие оценки параметров распределения остаются близкими к характеристикам распределения у массивов главной фазы. В среднезернистых гранитах дополнительной фазы внедрения Зерендинского массива в результате широко проявившихся слабых по интенсивности процессов микроклинизации концентрация Na_2O понижается до 2,90%. Наблюдается относительный рост дисперсии и появление отрицательной асимметрии в распределении концентраций.

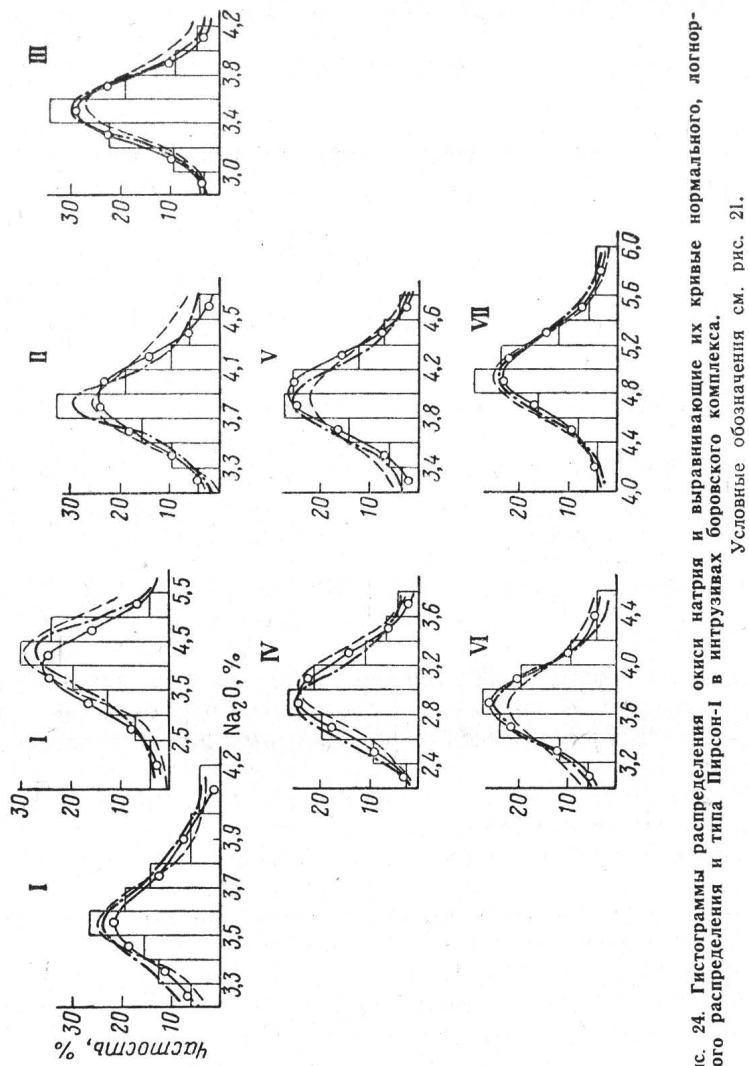


Рис. 24. Гистограммы распределения окиси натрия и выравнивающие их кривые нормального, логнормального распределения и типа Пирсон-I в интрузивах боровского комплекса.

Условные обозначения см. рис. 21.

В образованиях жильной серии происходит слабое накопление натрия, распределение же концентраций сохраняет симметричный характер с небольшой дисперсией, свойственной образованиям предыдущих фаз.

Таким образом, в процессе кристаллизации гранитоидного очага в относительно спокойных субплатформенных условиях концентрация Na_2O существенно не меняется. Сохраняющийся постоянным характер распределения концентраций, близкий к нормальному, подтверждает высказывавшиеся рядом авторов (Дмитриев, 1956, 1960) предположения о стабильной величине коэффициента распределения для натрия в процессе разделения твердых фаз при кристаллизации гранитоидных очагов.

Калий. Концентрация окиси калия во всех интрузивных образованиях боровского комплекса выше кларка для кислых пород (4,02%).

В интрузивах главной фазы внедрения содержание K_2O колеблется в пределах 4,30—4,60% (табл. 52, рис. 25). Дисперсия кон-

Таблица 52

Распределение окиси калия в породах боровского комплекса

Интрузивная фаза	Массив	Объем выборки	Концентрация K_2O, вес. %		Дисперсия, $\hat{\sigma}^2$	Коэффициенты	
			средняя	модальная		асимметрии A	эксцесса E
Главная	Боровской:						
	центральная часть	67	4,60	4,75	2,461	—0,39	—0,31
	эндоконтакт	72	4,88	4,70	3,182	+0,46	—0,49
	Жукейский массив	56	4,30	4,55	2,177	—0,43	—0,25
	Зерендинский	68	4,56	4,75	2,488	—0,34	—0,48
Дополнительная	Карабулакский	85	5,07	5,30	2,924	—0,45	—0,34
	Зерендинский	76	5,15	5,37	2,984	—0,65	—0,94
Жильная серия	Мелкозернистый гранит	52	4,70	4,70	2,072	+0,02	—0,30
	Диорит-порфирит	55	1,90	1,90	1,720	+0,07	+0,27

центраций близка во всех трех рассматриваемых массивах (2,177—2,488), а распределение концентраций обнаруживает устойчивый отрицательный сдвиг.

Зона контакта Боровского массива характеризуется некоторым привносом калия — содержание K_2O повышается до 4,88%. Процесс привноса калия четко отражается в изменении параметров распределения концентраций: дисперсия распределения содержания K_2O возрастает до 3,182 (2,461 в центральной части массива), коэффициент асимметрии меняет знак, достигая значения +0,46.

В интрузиях дополнительной фазы внедрения происходит накопление концентраций K_2O до 5,07% в гранитах Карабулакского и 5,15% в среднезернистых лейкократовых гранитах Зерендинского

массива. Дисперсии концентраций также несколько возрастают по отношению к породам главной фазы. Характер же распределения концентраций остается прежним — сохраняется устойчивый отрицательный сдвиг.

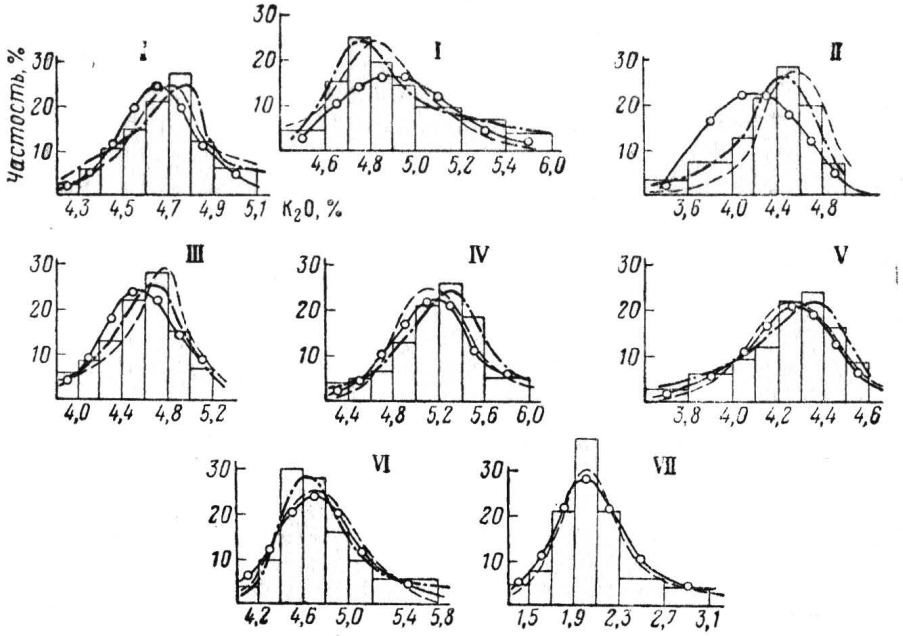


Рис. 25. Гистограммы распределения окиси калия и выравнивающие их кривые нормального, логнормального распределения и типа Пирсон-I в интрузивах боровского комплекса.
Условные обозначения см. рис. 21.

В жильных породах первого этапа содержание K_2O несколько понижается (до 4,70%), оставаясь выше кларкового уровня. Еще более низкими значениями (1,90%) характеризуются жилы диорит-порфиритов. Поведение же концентраций в обоих случаях однотипно: носит симметричный характер с небольшими дисперсиями.

Рассеянные, редкие и рудные и элементы

Молибден. Кларк молибдена для кислых пород, по данным А. П. Виноградова, равен $1 \cdot 10^{-4}$ %. Молибден относится к элементам, геохимическая судьба которых в изверженных горных породах мало связана с каким-либо петрогенным элементом. Факторы, обусловливающие его распределение при кристаллизации пород, весьма своеобразны.

Данные П. К. Курода и Е. Б. Санделла (1954 г., 1959), З. В. Студенниковой (1964) свидетельствуют о том, что молибден присутствует во всех породообразующих минералах горных пород, а также в ряде акцессорных и рудных минералов, прежде всего в сфене, магнетите и ильмените.

Молибден кристаллохимически весьма близок к титану. Кристаллохимическая близость Mo^{4+} и Ti^{4+} проявляется прежде всего в высоком содержании молибдена в титановых минералах (сфен, ильменит) и обусловлена сходством их кристаллохимических свойств:

	Ti^{4+}	Mo^{4+}
Ионный радиус, Å	0,64	0,68
Суммарный потенциал ионизации, *эв*	91,93	89,90
Электроотрицательность	1,6	1,6

Кристаллохимические связи молибдена с другими элементами проявляются в значительно меньшей степени. Повышенное содержание молибдена в магнетитах пород свидетельствует, по мнению Л. В. Таусона (1961), о кристаллохимической связи этого элемента с той частью трехвалентного железа пород, которая идет на постройку этих минералов. Кристаллохимические связи молибдена с другими петрогенными элементами пород еще менее определенны.

Интересным является положение молибдена в полевых шпатах изверженных пород. Н. В. Белов (1959), рассматривая распределение редких элементов в процессе кристаллизации, указывает, что особенности строения электронных оболочек Mo^{4+} и W^{4+} «требуют шестерной координации в виде тригональной призмы. Эту возможность позволяет им осуществить структура плагиоклазов с искаженными кубами для натрия (кальция)».

Особенности распределения молибдена при процессах кристаллизации пород накладывают определенный отпечаток и на поведение его при дифференциации магматических расплавов.

Изучение характера распределения молибдена в гранитных массивах боровского комплекса показывает, что среднее содержание его более чем в два раза ниже кларкового (табл. 53, рис. 26).

Таблица 53

Распределение молибдена в породах боровского комплекса

Интрузивная фаза	Массив	Объем выборки	Концентрация Mo, 10^{-5}, %		Дисперсия $\hat{\sigma}^2$	Коэффициенты	
			средняя	модальная		асимметрии A	эксцесса E
Главная	Боровской	67	4,36	3,15	3,903	+0,83	—0,07
	Жукейский	56	4,36	3,40	3,204	+0,68	—0,20
	Зерендинский	68	4,65	3,34	3,640	+0,72	—0,23
Дополнительная	Карабулакский	84	4,92	3,56	4,160	+0,75	—0,2
	Зерендинский	60	4,58	3,50	4,125	+0,64	—0,1
Жильная серия	Мелкозернистые граниты	52	12,77	3,22	4,534	+1,09	+0,5
	Диорит-порфириты	55	3,56	2,50	4,201	+0,92	+0,3

В интрузивных массивах главной фазы средняя концентрация молибдена почти не изменяется. Дисперсии концентраций Mo в гранитах выше, чем для породообразующих элементов, но обнаруживают достаточную устойчивость (пределы колебаний 3,204—3,903).

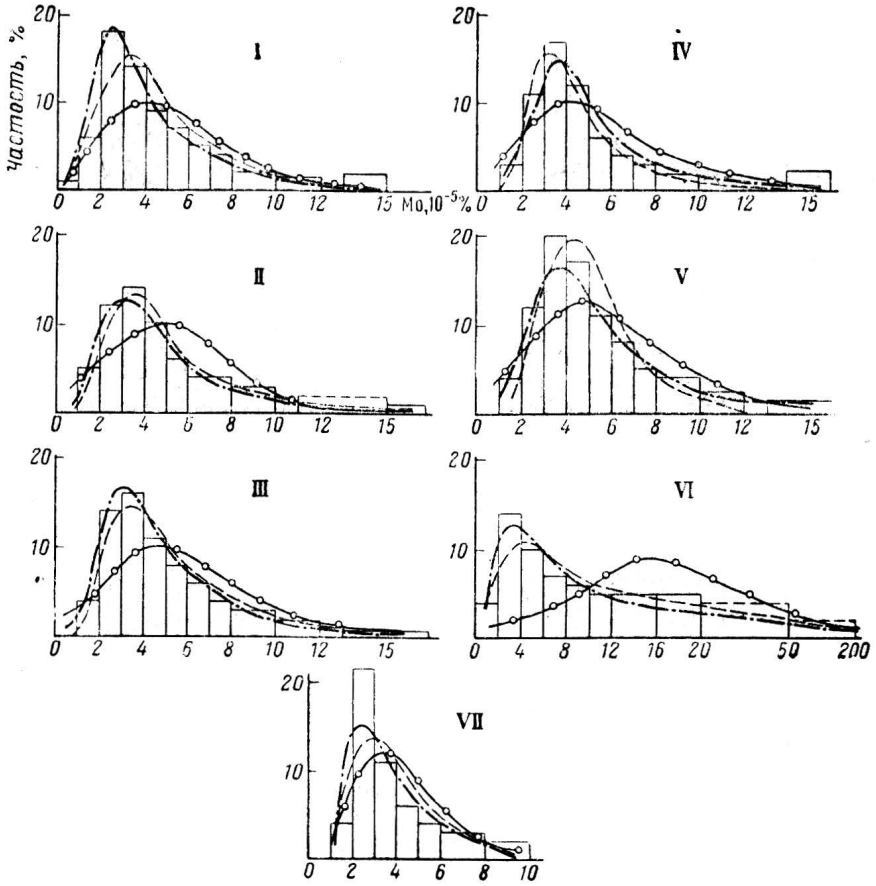


Рис. 26. Гистограммы распределения молибдена и выравнивающие их кривые нормального, логнормального распределения и типа Пирсон-I в интрузивах боровского комплекса.
Условные обозначения см. рис. 21.

В процессе дифференциации гранитоидов боровского типа в образованиях дополнительной фазы содержание молибдена остается постоянным. Средняя концентрация его в среднезернистых лейкократовых гранитах Карабулакского и Зерендинского массивов составляет соответственно $4{,}92 \cdot 10^{-5}$ и $4{,}58 \cdot 10^{-5}$ %, т. е. не отличается от уровня концентраций, характерного для интрузивов главной фазы внедрения. Крайние значения концентраций одинаковы для обеих фаз и лежат в пределах $0{,}5 \cdot 10^{-5}$—$20 \cdot 10^{-5}$ %. Дисперсии

же содержаний молибдена в интрузиях дополнительной фазы заметно возрастают (4,125—4,160). Последнее, по мнению некоторых исследователей (Таусон, 1965), является весьма характерным для распределения редких элементов в конечных продуктах дифференциатов гранитоидных комплексов.

Среднее содержание молибдена в жилах мелкозернистых гранитов первого этапа увеличивается почти втрое по сравнению с образованиями предыдущих фаз. Интересно отметить, что модальная концентрация при этом не меняется, дисперсия же и асимметрия распределения возрастают значительно ($\sigma^2 = 5{,}534$, $A = +1{,}09$).

Петрографические исследования и анализ искусственного шлиха показали, что дайки первого этапа подверглись постмагматическим изменениям — грейзенизации и окварцеванию, что и привело к появлению в шлихе крупночешуйчатого молибденита. Наблюдаемое перераспределение и привнос молибдена четко отражаются и в изменении параметров распределения его концентраций — усилении неравномерности распространения (возрастание дисперсии), большей частоте появления высоких концентраций (12% от общего количества образцов).

В жилах диорит-порфиритов среднее содержание молибдена минимальное в рассматриваемом ряду ($3{,}56 \cdot 10^{-5}$ %). Повышение значения дисперсии и асимметрии распределения концентраций объясняется наложением вторичных процессов на первичное распределение молибдена.

Графики частот распределения молибдена в интрузивах боровского комплекса приведены на рис. 26. Из этих данных следует, что распределение концентраций молибдена во всех случаях имеет отчетливо правоасимметричный вид. Такой характер распределения является характерным для рудных и редких элементов и наблюдался П. Куродой и Э. Санделлом (1959) при изучении геохимии молибдена в гранитах различных регионов, Л. Аренсом (1954) в гранитоидах Канады, В. Д. Козловым в палеозойских гранитоидах Восточного Забайкалья (1965) и др.

Ниобий. Кларк ниобия для гранитоидных пород, по последним данным, составляет $2 \cdot 10^{-3}$ %. Для ниобия характерна тесная кристаллохимическая связь с титаном и в меньшей степени — с цирконием, оловом и вольфрамом. Поэтому в гранитоидах основная масса атомов ниобия входит в качестве изоморфной примеси в титановые или в те темноцветные минералы, в которые титан сам входит как изоморфная примесь. Акцессорные тантало-ниобаты встречаются в гранитоидах обычно в очень небольших количествах.

Близость кристаллохимических свойств титана, ниобия, тантала и циркония, по Л. В. Таусону (1961), определяется частично близостью их ионных радиусов и электроотрицательностей:

	Ti^{4+}	Nb^{5+}	Ta^{5+}	Zr^{4+}
Ионный радиус, Å	0,64	0,69	0,69	0,87
Электроотрицательность	1,6	1,6	1,4	1,4

Благодаря высокому заряду своих ионов ниобий не способен взаимозамещаться с петрогенными элементами, имеющими близкие ионные радиусы (Mg^{2+}, Fe^{2+}). В связи с этим в породообразующих минералах он может выступать только в качестве спутника титана.

Г. Хевеши (Hevesy, 1933), К. Ранкама и Т. Сахама (Rankama, Sahama, 1949) полагали, что основная масса титана, ниобия и тантала (до 90%) в изверженных горных породах связана в титановых минералах.

Е. Б. Знаменский (1958), изучая распределение титана, ниобия и тантала в монацитоносных гранитоидах Калба-Нарымского района, нашел, что ниобий и тантал приурочены в основном к биотитам изучавшихся гранитоидов (от 60 до 80% ниобия и от 50 до 70% тантала); с титановыми же минералами (ильменитом) связывается их значительно меньшее количество (в среднем 14% Nb и 18% Ta).

Как в биотите, так и в ильмените концентрирование ниобия и тантала возможно благодаря изоморфному замещению $2Ti^{4+} \rightarrow Nb(Ta)^{5+}Fe^{3+}$.

Способность сфена к концентрированию ниобия может быть оценена только косвенно. По Л. В. Таусону (1961), для сфенов наиболее вероятной является следующая схема изоморфного замещения: $Ca^{2+}Ti^{4+} \rightarrow Na^{+}Nb(Ta)^{5+}$.

Распределение ниобия в гранитоидах изучено к настоящему времени недостаточно. Л. В. Таусон (1961), обобщая имеющиеся данные по геохимии редких элементов в гранитоидах, указывает, что «для понимания особенностей поведения этих элементов (ниобия и тантала) при процессах кристаллизации и дифференциации магм необходимо продолжение исследований по распределению ниобия и тантала в породах разного типа, а также накопление достоверного статистического материала о распространенности этих элементов».

Характеристики распределения ниобия в изучаемых гранитах боровского комплекса Северного Казахстана приводятся в табл. 54 и на рис. 27.

В интрузивах главной фазы внедрения боровского комплекса — Боровском, Жукейском, Зерендинском (крупнозернистые биотитовые граниты) — содержание ниобия примерно в два раза ниже среднего содержания в кислых породах, приводимого А. П. Виноградовым, и примерно соответствуют новым уменьшенным средним содержаниям для гранитоидов, полученным Е. Б. Знаменским (1964).

Средние и модальные концентрации ниобия в породах названных массивов близки (0,0010—0,0013). Дисперсии концентраций колеблются в пределах 2,385—3,401.

В лейкократовых микроклинизированных и слабо грейзенизированных среднезернистых гранитах Карабулакского и Зерендинского массивов (дополнительная фаза внедрения боровского комплекса) содержание ниобия повышается в 2—3 раза по сравнению с интрузиями предыдущей фазы (0,0036 и 0,0031%). Это значит, что, несмотря на кристаллохимическую близость к титану, ниобий концентрируется в остаточном расплаве в большей степени, чем титан. Последнее определяет геохимическую независимость от титана определенной части атомов ниобия в процессах дифференциации магм и возможность концентрирования его в кислых остаточных расплавах.

Таблица 54

Распределение ниобия в породах боровского комплекса

Интрузивная фаза	Массив	Объем выборки	Концентрация Nb, 10^{-4} %		Дисперсия $\hat{\sigma}^2$	Коэффициенты	
			средняя	модальная		асимметрии A	эксцесса E
Главная	Боровской	67	10,8	9,0	3,401	+0,58	+73
	Жукейский	56	13,2	11,0	3,079	+0,51	+0,00
	Зерендинский	60	10,1	9,0	2,385	+0,50	+0,39
Дополнительная	Карабулакский	84	36,5	25,0	4,256	+1,37	—0,42
	Зерендинский	64	30,6	25,0	3,725	+2,02	—0,19
Жильная серия	Мелкозернистый гранит	52	10,2	7,8	3,898	+0,66	—0,13
	Диорит-порфирит	55	8,7	6,5	3,289	+0,59	+0,05

Это повышение концентраций Nb вряд ли можно объяснить проявившимися слабыми площадными метасоматическими изменениями пород. Так, А. Н. Бугаец и В. А. Нарсеев (1964), исследуя распределение ниобия в альбитизированных и микроклинизированных гранитах массивов Кынгыржал и Шолам-Эспе (Восточный Казахстан), показали, что в ходе этих процессов существенного привноса ниобия не происходит.

По А. И. Гинзбургу (1964), при развитии метасоматических процессов осуществляется не столько дополнительный привнос из магматического очага, сколько высвобождение их из замещающихся минералов и перераспределение. В соответствии с этим можно полагать, что в результате почти полной мусковитизации биотита в гранитах Карабулакского и Зерендинского массивов происходит извлечение, в частности, ниобия, олова и других элементов, изоморфных с Mg, Fe^{2+}, Ti, Fe^{3+}, а при микроклинизации и мусковитизации плагиоклаза могут частично высвобождаться редкие земли, ниобий, бериллий. Эти наложенные процессы метасоматоза являются вероятной причиной мобилизации рассеянного в минералах гранитоидов ниобия с последующим образованием позднего акцессорного колумбита и сфена.

Результатом перераспределения ниобия по минералам карабулакских и зерендинских гранитов является повышение оценок

выборочных дисперсий до значений 3,725—4,256 и изменение характера распределения концентраций, что выражается в значительном увеличении значения коэффициента асимметрии (до +1,37 и +2,02).

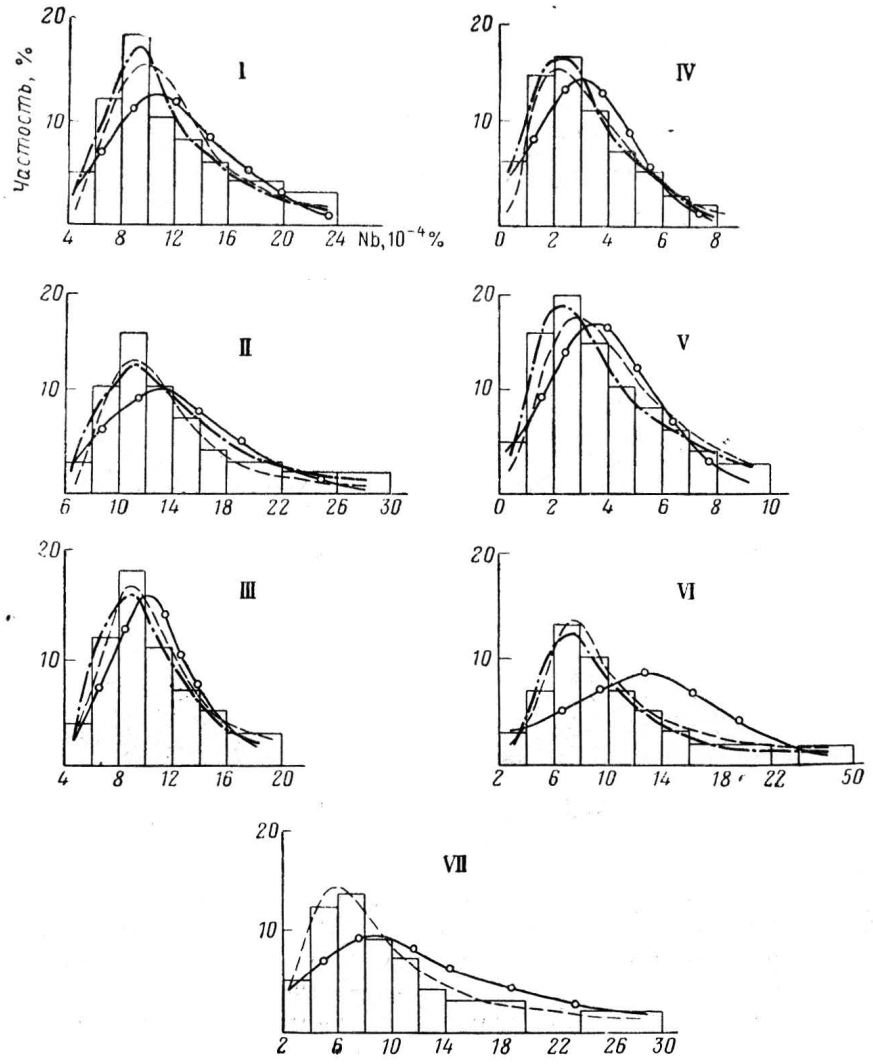


Рис. 27. Гистограммы распределения ниобия и выравнивающие их кривые нормального, логнормального и типа Пирсон-I в инструзивах боровского комплекса.
Условные обозначения см. рис. 21.

Дальнейшая судьба элементов, высвободившихся в результате проявившихся метасоматических процессов, в гранитах обоих массивов различна. В Карабулакском массиве они привели к возникновению поздних акцессорных минералов, рассеянных среди пород,

а в Зерендинском, где процесс прошел дальше, — к выносу и концентрации элементов в определенных участках с образованием рудопроявлений тантала и ниобия.

В жилах первого этапа — мелкозернистых гранитах — содержание ниобия (0,001%) совпадает с величинами, полученными для массивов главной фазы. Распределение концентраций, однако, обнаруживает несколько большую дисперсию (3,898).

В диорит-порфиритах второго этапа ниобий присутствует в минимальных концентрациях (0,0008%), при значениях дисперсий содержаний, мало отличающихся от предыдущих.

Частоты распределения концентраций ниобия в гранитах обеих фаз внедрения и даечных образованиях обнаруживают устойчивую положительную асимметрию, причем для интрузивов главной фазы характерны сходные значения коэффициента асимметрии (+0,50÷+0,58).

Асимметричное распределение содержаний ниобия свойственно также и даечным породам первого этапа. В более поздних диорит-порфиритах положительный сдвиг в распределении концентраций уменьшается ($A = +0{,}59$).

Вольфрам. Кларк вольфрама для гранитоидных пород, по последним данным, составляет $1{,}5 \cdot 10^{-4}$%.

Поведение вольфрама в изверженных горных породах исследовали Хевеши и Хобби (Hevesy, Hobbie, 1933), И. и В. Ноддаки в связи с изучением геохимии рения (1936 г.), А. Е. Ферсман (1937), Э. Б. Санделл и С. С. Голдич (1952), Санделл (1952), З. В. Студенникова и др. (1964) и другие.

Вольфрам кристаллохимически близок к ниобию, танталу и титану, что позволяет этим элементам входить в решетки вольфрамовых, ниобо-танталовых и титановых минералов. В силу сходства ионных радусов W^{6+} и Mo^{6+} оба элемента встречаются в виде изоморфных примесей в молибденовых и вольфрамовых минералах.

Некоторые исследователи (Санделл, 1952) предполагают, что вольфрам в изверженных горных породах может быть кристаллохимически связан с кремнием. Однако, как указывает Н. В. Белов (1959), тетраэдры, образованные W^{6+}, существенно отличаются по координации от кремнекислородных тетраэдров, в силу чего их изоморфизм крайне затруднен.

По имеющимся определениям З. В. Студенниковой и М. И. Глинкиной (1964), от 60 до 80% вольфрама биотитовых и лейкократовых гранитов связывается с полевыми шпатами.

Поведение вольфрама в процессах дифференциации гранитоидных очагов изучено недостаточно.

Курода (1959), исследуя распределение вольфрама в гранитоидных породах Японии, установил, что содержание вольфрама в гранитоидах колеблется в пределах 1—6 *г/т* (в среднем 2 *г/т*). При этом не обнаруживается существенных различий в содержаниях между гранитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами.

Авторы приходят к выводу о почти полном рассеянии вольфрама ввиду малой концентрации в расплаве в благоприятных по структуре решетках Na-Ca-плагиоклазов.

Средние содержания вольфрама очень близки в Боровском и Зерендинском массивах (главная фаза) и соответственно равны $1{,}76 \cdot 10^{-4}$ и $1{,}95 \cdot 10^{-4}$%. В гранитах Жукейского интрузива концентрация вольфрама несколько повышена — $2{,}81 \cdot 10^{-4}$%. Дисперсия же концентраций вольфрама в трех рассматриваемых интрузивах главной фазы достаточно устойчива и колеблется в узких пределах (2,263—2,620). Распределение частот концентраций вольфрама (рис. 28 и табл. 55) для крупных массивов главной фазы близко

Таблица 55

Распределение вольфрама в породах боровского комплекса

Интрузивная фаза	Массив	Объем выборки	Концентрация W, 10^{-4} %		Дисперсия $\hat{\sigma}^2$	Коэффициенты	
			средняя	модальная		асимметрии A	эксцесса E
Главная	Боровской	67	1,76	1,70	2,263	+0,31	—0,58
	Жукейский	58	2,81	2,75	2,620	+0,27	—0,13
	Зерендинский	68	1,95	1,92	2,491	+0,27	—0,36
Дополнительная	Карабулакский	84	4,10	1,80	3,886	+0,87	+0,05
	Зерендинский	70	3,07	1,72	3,602	+0,89	+0,19
Жильная серия	Мелкозернистый гранит	52	2,52	2,50	1,406	+0,15	+0,41
	Диорит-порфирит	55	1,95	1,38	2,205	+0,96	+0,23

к симметричному ($A = 0{,}27 \div 0{,}31$), с небольшим отрицательным эксцессом.

В настоящее время признается большинством исследователей, что при преимущественной концентрации элемента в одном или нескольких акцессорных минералах его распределение характеризуется четкой положительной асимметрией. Симметричный характер распределения концентраций вольфрама в крупнозернистых биотитовых гранитах главной фазы боровского комплекса является косвенным подтверждением определяющей роли лейкократовых породообразующих минералов при фиксации вольфрама в процессе кристаллизации пород главной фазы.

Поведение вольфрама в среднезернистых гранитах дополнительной фазы внедрения существенно отличается. Среднее содержание вольфрама возрастает в 1,5—2 раза, модальные же концентрации остаются сопоставимыми с теми же характеристиками для пород предыдущей фазы ($1{,}80 \cdot 10^{-4}$ и $1{,}72 \cdot 10^{-4}$ %). Дисперсии содержаний увеличиваются и достигают значений 3,886 и 3,002 соответственно для Карабулакского и Зерендинского II интрузивов.

Распределение частот концентраций вольфрама в этих образованиях характеризуется четкой положительной асимметрией.

Очевидной причиной такого изменения поведения вольфрама в рассматриваемых массивах являются процессы площадного калиевого метасоматоза и грейзенизации, развитые на их территории.

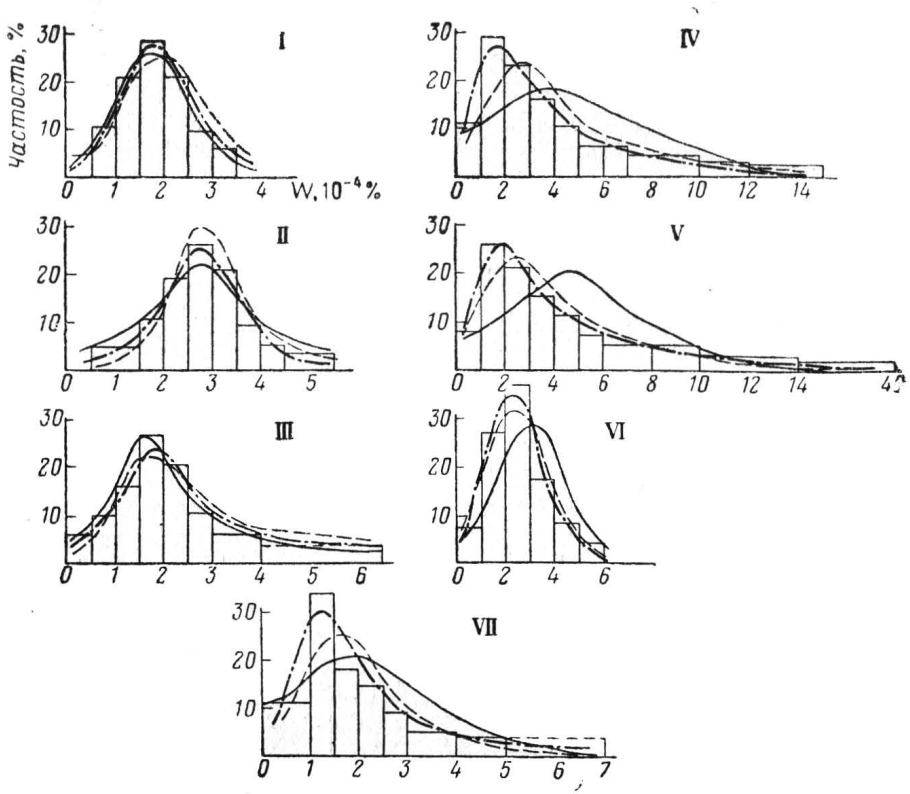


Рис. 28. Гистограммы распределения вольфрама и выравнивающие их кривые нормального, логнормального и типа Пирсон-I в интрузивах боровского комплекса.
Условные обозначения см. рис. 21.

Как известно, в процессе калиевого метасоматоза вольфрам из пород не выносится. При грейзенизации же вольфрам, находящийся до этого в породе в основном в плагиоклазах, скорее всего в анионной их части, перераспределяется, мобилизуется соответствующими растворами и при наличии кальция (возможно, частично освобождавшегося из тех же плагиоклазов) образует шеелит. Подтверждением этому служат находки шеелита среди акцессориев пород дополнительной фазы.

Учитывая тесное сродство вольфрама с кислородом и проявляющуюся тенденцию к накоплению в кислых дифференциатах, можно предположить также, что повышение концентраций вольфрама в лейкократовых интрузиях повышенной щелочности допол-

нительной фазы внедрения Боровского массива является закономерным следствием процесса дифференциации. Процессы же площадного автометасоматоза определяют повышение дисперсий и изменение характера распределения концентраций вольфрама. Это подтверждается данными З. В. Студенниковой и М. И. Глинкиной (1964). Они установили, что в результате процессов альбитизации и микроклинизации от 70 до 80% вольфрама связывается с акцессорными минералами (табл. 56).

Таблица 56

Мономинеральный баланс вольфрама в гранитах

(по З. В. Студенниковой)

Порода	Минерал	Содержание минерала в породах, %	Содержание W в минерале, γ/г	Количество общего W, приходящееся на данный минерал	
				γ/г	%
	Неизмененные граниты				
Биотитовый гранит (содержание W 2,3 γ/г	Кварц	31,01	2,9	0,89	30,3
	Полевой шпат	60,4	2,4	1,45	66,3
	Биотит	8,5	1,0	0,09	8,0
	Акцессорные	0,09	—	—	—
Лейкократовый гранит (содержание W 3,4 γ/г)	Кварц	24,5	2,1	0,5	18,0
	Полевой шпат	75,4	3,0	2,26	81,0
	Акцессорные	0,01	78,0	0,007	0,02
	Альбитизированные граниты				
B = 64	Легкая фракция	84,51	—	—	—
	Биотит	4,49	4,6	6,2	3,3
	Пироксен	7,25	7,0	0,4	6,6
	Сфен	2,74	11,2	0,2	3,3
	Шеелитовый концентрат	1,01	520,0	5,2	86,6
Эльджуртинский гранит	Кварц	30,9	3,5	1,0	8,0
	Полевой шпат	61,9	2,4	1,4	11,0
	Биотит	6,7	18,0	1,0	8,0
	Акцессорные	0,37	3000	9,0	72,7

Содержание вольфрама в жильных породах первого этапа — мелкозернистых гранитах — составляет $2{,}52 \cdot 10^{-4}$ % при симметричном характере распределения концентраций. Дисперсия концентраций имеет минимальное значение — 1,406. В жилах второго этапа — диорит-порфиритах — среднее содержание вольфрама составляет 1,95%, а модальное — $1{,}38 \cdot 10^{-4}$ %. Дисперсии концентраций вольфрама здесь выше, чем в мелкозернистых гранитах (3,205), а распределение частот концентраций обнаруживает резкий правоасимметричный сдвиг ($A = +0{,}96$).

Цирконий. Кларк циркония для гранитоидных пород, по данным А. П. Виноградова, составляет $2 \cdot 10^{-3}$ %. Кристаллохимически цирконий в соответствии с периодической системой Менделеева близок к ниобию, танталу, титану, торию и особенно гафнию. Обладая в значительной степени основными свойствами, цирконий в кислых магмах долго удерживается в расплаве в виде многовалентного катиона, который кристаллохимически не может быть связан ни с одним из породообразующих элементов. Только на заключительных этапах кристаллизации гранитоидных магм при значительном повышении концентрации в остаточном расплаве цирконий образует самостоятельный минерал — циркон.

Таблица 57

Распределение циркония в породах боровского комплекса

Интрузивная фаза	Массив	Объем выборки	Концентрация Zr, 10⁻³ %		Дисперсия $\hat{\sigma}^2$	Коэффициенты	
			средняя	модальная		асимметрии A	акцесса E
Главная	Боровской	67	6,42	4,10	3,286	+0,73	—0,2
	Жукейский	56	6,00	3,92	2,709	+0,61	—0,4
	Зерендинский	68	7,03	4,05	3,321	+0,60	—0,2
Дополнительная	Карабулакский	84	13,23	9,00	5,573	+1,62	+0,7
	Зерендинский	74	12,54	7,22	5,407	+1,37	+0,4
Жильная серия	Мелкозернистый гранит	52	5,33	4,07	3,753	+0,81	+0,5
	Диорит-порфирит	55	15,10	12,50	2,540	+0,52	—0,3

Распределение циркония по породообразующим минералам гранитоидных пород изучено еще недостаточно и базируется в настоящее время в основном на данных Х. Дегенхардта (1959). По наблюдениям последнего, около 20% циркония в гранитах Вурмберга связывается с кварцем и полевыми шпатами (при концентрации не более 0,006%). Р. С. Ноккольдс и С. Р. Митчелл (1952), а также Х. Дегенхардт (1959) находят, что в темноцветных минералах гранитоидов содержится от 5 до 30% циркония породы. Основная же масса циркония в гранитоидах, по данным большинства исследователей, приурочивается к цирконам, Так, Э. К. Чао и М. Флейшер (1964) считают, что в цирконах концентрируется около 50% всего циркония. Х. Дегенхардт (1959) увеличивает это значение до 70%, Л. В. Таусон (1961) — до 95%. Кроме того, концентрирует цирконий и ряд других минералов, в частности он постоянно присутствует в магнетите, титаномагнетите, рутиле, ильмените, касситерите, сфене. Высокие содержания циркония в этих минералах Н. В. Беловым (1959) объясняются его взаимозамещением с титаном.

Прямых определений циркония в гранитоидах сравнительно

мало. Содержания циркония в них варьируют от тысячных до десятых долей, но обычно составляют сотые доли процента.

Распределение циркония в рассматриваемых интрузивах двух последовательных фаз формирования боровского комплекса Северного Казахстана приводится в табл. 57.

Из приведенных данных видно, что средние содержания циркония в Боровском, Жукейском и крупнозернистых биотитовых гранитах главной фазы Зерендинского массива изменяются сравнительно мало ($6 \cdot 10^{-3}$—$7{,}03 \cdot 10^{-3}$ %) и остаются ниже общепринятого уровня для гранитоидных пород. Дисперсии же концентраций циркония значительны и близки к дисперсиям других акцессорных элементов (Nb, W) в породах этого типа. Распределение концентраций циркония характеризуется четкой положительной асимметрией ($+0{,}60 \div +0{,}73$), причем величина коэффициента асимметрии для однофазных массивов относительно постоянна. Такой характер распределения частот концентраций заставляет полагать, что при количественном учете распределения циркония по мономинеральным фракциям рассматриваемых биотитовых гранитов основная масса его будет приурочена к циркону.

В лейкократовых гранитах дополнительной фазы внедрения боровского комплекса поведение концентраций циркония существенно меняется. Средние содержания возрастают примерно вдвое — до 0,013% для Карабулакского и 0,012% для Зерендинского массивов. Резко увеличиваются также дисперсии (5,573 и 5,407 соответственно) для названных интрузивов, изменяется и характер статистического распределения концентраций — коэффициент асимметрии повышается до значений +1,62 и +1,37, а в области высоких содержаний намечается слабый дополнительный максимум (рис. 29). Такие особенности поведения циркония в породах Карабулакского и Зерендинского массивов объясняются их метасоматическими преобразованиями — микроклинизацией и площадной грейзенизацией, при которых из пород высвобождается основная масса рассеянного циркония и сосредоточивается в различных разновидностях циркона. Судя по наблюдениям Х. Дегенхардта (1959), в лейкократовых гранитах содержание циркония в породе в целом должно совпадать с содержанием в акцессорных цирконах. Следовательно, для распределения частот концентраций циркония в рассматриваемых породах естественным является наблюдаемое увеличение положительной асимметрии.

Содержание циркония в жилах мелкозернистых гранитов первого этапа составляет 0,005%, что соответствует данным, полученным В. Г. Хрюкиным и С. П. Гавриловой при исследовании жильных гранитов и аплитовидных гранитов массива Учуглык (Тува). Дисперсии и асимметрия распределения концентраций циркония несколько выше, чем в гранитах главной фазы (соответственно 3,753 и +0,81).

В диорит-порфиритах второго этапа содержание циркония выше (0,015%), чем в дайках предыдущего этапа, но характеристики распределения концентраций несколько изменяются: уменьшается величина дисперсии и коэффициента асимметрии. В породах этого типа значительная часть циркония рассеивается, очевидно, в темноцветных минералах.

Таким образом, в рассматриваемой серии генетически связанных пород содержание циркония более или менее постоянно, обна-

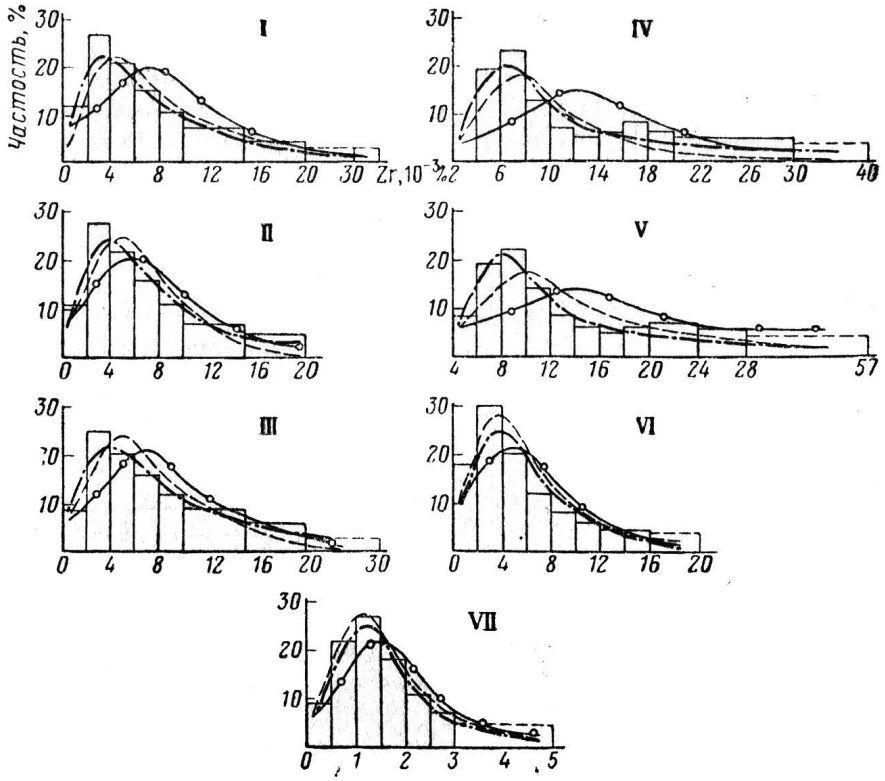


Рис. 29. Гистограммы распределения циркония и выравнивающие их кривые нормального, логнормального и типа Пирсон-I в интрузивах боровского комплекса.
Условные обозначения см. рис. 21.

руживая тенденцию к некоторому понижению в самых кислых дифференциатах (жильных аплитовидных мелкозернистых гранитах). В метасоматически измененных гранитоидах дополнительной фазы внедрения концентрация циркония возрастает и сопровождается изменением характеристик распределения, в первую очередь ростом дисперсии и коэффициента асимметрии.

Свинец. Кларк свинца для кислых пород гранитоидного ряда, по данным А. П. Виноградова, оценивается в $2 \cdot 10^{-3}$ %.

Закономерности распределения Pb изверженных горных пород начали выявляться с необходимой полнотой только в последние годы. Первые сведения о распределении Pb в изверженных породах принадлежат Хевеши и Хобби (Hevesy a. Hobbie, 1933), Отте-

ману (Otteman, 1940), Санделлу и Голдичу (1952). Эти работы представляют разрозненные данные по отдельным минералам и породам. Позже многочисленные данные о содержании свинца были получены при исследованиях возраста горных пород. Наиболее полные сведения о поведении свинца при процессах кристаллизации крупных магматических очагов гранитоидного состава приведены Л. В. Таусоном (1961) на примере Сусамырского батолита.

Исходя из обычных кристаллохимических представлений, многие авторы полагали, что свинец, имеющий ионный радиус, близкий к радиусу калия (1,32 и 1,33 Å соответственно), находится в породах преимущественно в виде изоморфной примеси в калиевых минералах.

В. М. Гольдшмидт высказал предположение о том, что Pb присутствует в горных породах главным образом в виде галенита. Однако находки галенита в гранитоидах носят характер единичных знаков и не могут служить доказательством преимущественного нахождения свинца в породах в виде собственных минералов.

Вместе с тем значительные различия в строении атомов свинца и калия заставляют предполагать, что изоморфные возможности свинца в калиевых минералах несколько ограничены.

Л. В. Таусон (1961) показал, что свинец практически встречается во всех породообразующих минералах, при этом ни в одном из них не наблюдается высоких концентраций свинца. Главными носителями Pb в породах могут рассматриваться полевые шпаты, несмотря на сравнительно низкие концентрации. В типичных разностях гранитоидов свыше 90% свинца породы связано именно с полевыми шпатами.

Характеристики распространения свинца в исследуемых породах боровского комплекса приводятся в табл. 58. Необходимо от-

Таблица 58

Распределение свинца в породах боровского комплекса

Интрузивная фаза	Массив	Объем выборки	Концентрация Pb, 10^{-3} %		Дисперсия $\hat{\sigma}^2$	Коэффициенты	
			средняя	модальная		асимметрии A	эксцесса E
Главная	Боровской:						
	центральная часть	56	1,7	1,7	2,418	0,00	+0,15
	эндоконтакт	55	2,8	2,0	3,116	+0,56	—0,23
	Жукейский	45	1,6	1,6	2,960	0,00	+0,07
Дополнительная	Карабулакский	70	3,4	2,8	4,225	+1,65	—0,24
	Зерендинский	54	3,0	2,4	4,188	+0,81	—0,30
Жильная серия	Мелкозернистый гранит	55	5,0	4,4	5,561	+2,13	—0,42
	Диорит-порфирит	15	0,6	0,5	1,902	+0,27	—0,13

метить относительную равномерность распределения свинца в породах главной интрузивной фазы и незначительные колебания концентраций: от $1{,}2 \cdot 10^{-3}$ до $2{,}4 \cdot 10^{-3}$ % для гранитов Боровского массива и от $0{,}4 \cdot 10^{-3}$ до $3{,}2 \cdot 10^{-3}$ % для Жукейского массива. Средние концентрации Pb ($1{,}7 \cdot 10^{-3}$ и $1{,}6 \cdot 10^{-3}$ % для обоих массивов) примерно соответствуют значению кларка для кислых пород по А. П. Виноградову ($2{,}0 \cdot 10^{-3}$ %). Подобная равномерность распределения Pb отмечалась и Л. В. Таусоном для Сусамырского массива и, по-видимому, вообще характерна для крупных батолитообразных интрузивов.

В гранитах дополнительной фазы внедрения средние содержания свинца увеличиваются до $3{,}0 \cdot 10^{-3}$ % в среднезернистых гранитах Зерендинского массива и до $3{,}4 \cdot 10^{-3}$ % в Карабулакском массиве. Возрастает и размах концентраций — от $6 \cdot 10^{-3}$ до $85 \cdot 10^{-3}$ %.

В жильных образованиях поведение свинца различно: в дайках первого этапа — гранит-аплитах — среднее его содержание повышается до $5 \cdot 10^{-3}$ %, т. е. происходит постепенное накопление метана в остаточном расплаве. В жильных образованиях второго этапа — диорит-порфиритах — концентрации Pb резко понижаются до $0{,}6 \cdot 10^{-3}$ %.

Относительно статистического распределения свинца в изучаемых интрузивных образованиях можно сказать следующее. Из приведенных на рис. 30 гистограмм видно, что распределение Pb в породах главной интрузивной фозы одномодально и симметрично, при небольшой дисперсии. Наблюдаемая равномерность в распространении концентраций свинца, возможно, является следствием значительной гомогенизации образовавших массивы расплавов в отношении редких элементов и косвенно свидетельствует о том, что рассматриваемый элемент в примерно равных концентрациях содержится в составляющих породу минералах.

В породах интрузивов дополнительной фазы (см. рис. 30) характер статистического распределения меняется: возрастают дисперсия (до 4,188 для Зерендинского и 4,225 для Карабулакского массивов) и асимметрия распределения содержаний (+0,81 и +1,65).

В дайках гранит-аплитов дисперсия и коэффициент асимметрии достигают наибольших величин (5,561 и +2,13 соответственно). Изучение искусственного шлиха показало, что в этих породах присутствуют среди рудных минералов молибденит, галенит.

Таким образом, изменение параметров статистического распределения Pb подтверждает ранее сделанный вывод об относительном обогащении свинцом последовательных дифференциатов гранитного очага и об изменении формы его выделения в ходе этого процесса (от изоморфной к собственным минералам). Эти факторы — значительный рост дисперсии концентраций, появление собственных минеральных форм — при соответствующих условиях могут оказаться благоприятными для локализации свинцового ору-

денения. Подтверждением этому служат находки рудопроявлений свинца в экзоконтакте Карабулакского массива, связанные с дайками гранит-аплитов.

Выводы. Исследование распределения железа, магнезии, извести, окиси натрия, калия, а также молибдена, ниобия, вольфрама, циркония, свинца в последовательных дифференциатах боров-

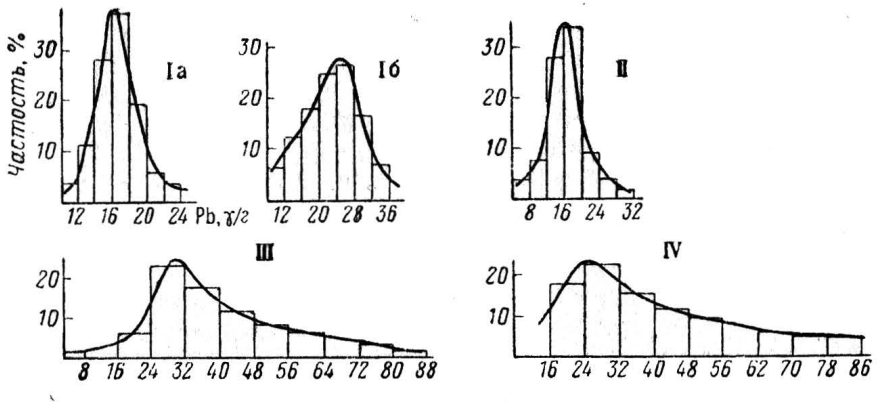


Рис. 30. Гистограммы распределения свинца в интрузивах боровского комплекса.
Iа — граниты центральной части Боровского массива; *Iб* — породы зоны эндоконтакта Боровского массива; II — граниты Жукейского массива; III — граниты Зерендинского массива; IV — граниты Карабулакского массива

ского интрузивного комплекса позволяет сделать следующие выводы.

1. В процессе становления крупных интрузивных тел доминирующая роль принадлежит процессу кристаллизации. В связи с этим особенности распределения химических элементов отвечают их поведению в процессе дифференциации и кристаллизации кислой магмы.

2. По поведению в процессе дифференциации магматического очага боровского комплекса химические элементы разделяются на следующие группы: а) элементы, содержание которых в последовательных дифференциатах неуклонно снижается. Это железо, кальций, магний. Градиент изменения концентраций при этом составляет 1,5, 1,8 и 1,6 соответственно для названных элементов при переходе к дополнительной фазе и 1,6, 2,5 и 2,5 при переходе к жильным образованиям первого этапа, т. е. градиент изменения содержаний несколько выше для Mg и меньше для Fe, что обусловливает направленное повышение железистости в генетическом ряду гранитоидов; б) элементы, накапливающиеся в процессе дифференциации. Это калий, натрий, вольфрам, молибден, цирконий, свинец. Наибольшие содержания ниобия, циркония, вольфрама связываются с образованиями дополнительной фазы, на площади которых имели место процессы площадного щелочного

метасоматоза. При этом градиент изменения концентраций для калия и натрия составляет всего 1,3 для первого и 1,2 для второго, а для редких Nb, W и Zr — соответственно 3,0, 2,0 и 2,2; в) элементы (Mo и Pb), содержания которых достигают максимальных значений в крайних кислых дифференциатах — дайках гранит-аплитов, что связывается со слабо проявленными процессами грейзенизации этих пород и наличием собственных минералов — молибденита, галенита и др.

3. Параметры статистического распределения содержаний исследуемых элементов, в частности дисперсия и коэффициент асимметрии, являются весьма чувствительными индикаторами физико-химических условий становления пород различных фаз и фациальных разновидностей комплекса. Так, метасоматически измененные интрузивы дополнительной фазы четко характеризуются резко повышенными дисперсиями и значениями асимметрии, несмотря на незначительные, казалось бы, в ряде случаев колебания средних содержаний компонентов, особенно петрогенных. Резко повышенными значениями дисперсии и асимметрии свинца и молибдена отличаются жильные породы первого этапа — гранит-аплиты.

4. Общее направление процесса дифференциации исследуемых пород нарушается появлением в заключительной фазе даек второго этапа — диорит-порфиритов. Последние характеризуются повышенными содержаниями Fe, Ca, Mg и Na, тогда как редкие элементы находятся в породах в пониженных количествах. Дисперсии же содержаний всех рассмотренных элементов в диорит-порфиритах ниже, чем в образованиях главной фазы, и для семи из них (из 10 рассмотренных) ниже, чем в дайках первого этапа (исключение составляют Mo, Na и W). Закономерное появление даек второго этапа на заключительных этапах развития гранитоидных очагов во многом остается неясным.

ОСНОВНЫЕ СТАТИСТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОРОДАХ БОРОВСКОГО КОМПЛЕКСА

В нормальных биотитовых гранитах обеих фаз внедрения боровского комплекса химические элементы обнаруживают разную степень вариации концентраций (табл. 59).

Бес де Бергом (Shaw, 1964) показано, что при коэффициенте вариации концентраций менее 20%, выбирая одну из гипотез относительно вида распределения, нельзя рассматривать их альтернативность, так как в этом случае распределения не различаются и гипотезы рассматриваются как независимые.

В рассматриваемых породах коэффициент вариации содержаний для CaO, MgO, Mo, Nb, Zr и W колеблется в пределах 32—200%. Поэтому при исследовании функции распределения указанных элементов представляется возможным использовать три альтернативные гипотезы — о нормальном, логнормальном и марковском (Пирсон-I) распределениях.

Таблица 59

Коэффициенты вариации содержаний химических элементов в породах боровского комплекса

Интрузивная фаза	Массив	Коэффициент вариации содержаний, %								
		Fe	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	Mo	Nb	W	Zr
Главная	Боровской	12	46	55	5	4	60	38	42	80
	Жукейский	12	66	60	9	8	56	36	36	69
	Зерендинский	12	53	46	8	7	62	32	56	74
Дополнительная	Карабулакский	14	65	65	8	4	54	60	131	62
	Зерендинский	13	60	68	11	7	57	58	77	57
Жильная серия	Мелкозернистый гранит	16	53	44	8	7	200	70	48	80
	Диорит-порфирит	8	20	6	7	15	48	54	62	60

При изучении же характера распределения Fe, Na_2O и K_2O рассматриваются те же три гипотезы, но как независимые. Результаты этой проверки приводятся в табл. 60.

Как следует из табл. 60, с 1%-ным уровнем значимости гипотеза о нормальном распределении концентраций отвергается для магнезии, молибдена и циркония в массивах обеих фаз боровского комплекса, для ниобия в массивах главной фазы (Боровском, Жукейском и Зерендинском), для вольфрама в образованиях дополнительной фазы. Логарифмически нормальный закон при том же уровне значимости не может быть принят для характеристики распределения содержаний окиси калия в Жукейском и Карабулакском массивах, вольфрама в Жукейском и Зерендинском массивах. Гипотеза же марковского распределения при заданном уровне значимости не может быть отвергнута ни в одном из рассмотренных случаев.

Достоверность принятия одной из конкурирующих гипотез оценивалась при помощи вероятностей ошибок второго рода, подсчитанных по формуле Бейеса. Результаты вычислений, сведенные в табл. 60, свидетельствуют о следующем.

В нормальных биотитовых гранитах главной фазы боровского комплекса при описании распределения концентраций железа, кальция, магния, молибдена, ниобия и циркония наибольшей достоверностью обладает логнормальный закон. Логнормальная функция распределения молибдена наблюдалась также Л. Х. Аренсом (Ahrens, 1954), Д. А. Родионовым (1964), В. Д. Козловым и др. (1965) для гранитоидных пород разного возраста и на различных территориях и, по-видимому, является типичной для этих образований. Гипотеза марковского распределения также удовлетворительно описывает наблюдаемые распределения. В то же время распределение молибдена в породах дайковой серии резко отлича-

Таблица 60

Результаты проверки гипотезы о законе распределения химических элементов в породах боровского комплекса

Интрузивная фаза	Массив		Fe	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	Mo	W	Zr	Гипотеза
Главная	Боровской	центральная часть	53,148 0,247	54,24 0,288	38,80 0,019	42,30 0,352	53,44 0,342	618,16 0,007	40,79 0,217	528,52	H_{0_1}
			31,55 0,367	53,93 0,297	31,88 0,292	40,66 0,237	46,85 0,124	53,29 0,493	41,84 0,288	51,75 0,401	H_{0_2}
			31,04 0,386	31,79 0,415	10,39 0,689	21,73 0,411	31,35 0,534	41,03 0,500	20,91 0,495	31,20 0,599	H_{0_3}
		эндоконтакт		511,09 0,084	630,58 0,000	44,52 0,248	513,77 0,023				
				41,17 0,400	61,15 0,274	436,50 0,000	59,36 0,139				
				31,65 0,516	41,78 0,726	20,75 0,752	30,36 0,838				
	Жукейский		55,18 0,213	45,22 0,159	314,52 0,002	54,86 0,259	412,39 0,019	515,03 0,010	52,82 0,408	410,95 0,028	
			32,42 0,336	40,99 0,264	31,04 0,557	40,62 0,238	419,53 0,002	52,42 0,558	513,33 0,023	41,2 0,448	
			30,95 0,451	20,73 0,577	11,22 0,441	31,005 0,503	21,10 0,979	32,38 0,401	31,85 0,569	21,89 0,524	
	Зерендинский		42,14 0,338	41,10 0,251	32,82 0,235	41,40 0,312	42,69 0,312	615,96 0,020	52,13 0,423	523,75 0,000	
			44,16 0,233	31,80 0,334	30,94 0,358	42,20 0,300	58,36 0,084	61,62 0,608	517,60 0,006	52,19 0,420	
			21,47 0,429	21,25 0,415	10,84 0,407	21,63 0,388	20,72 0,604	42,92 0,372	32,25 0,571	32,04 0,580	
Дополнительная	Карабулакский		41,51 0,284	47,38 0,109	518,21 0,003	51,90 0,264	57,02 0,230	615,02 0,022	6124,5 0,000	715,68 0,035	
			30,93 0,385	44,45 0,293	40,49 0,305	52,46 0,292	520,24 0,001	64,06 0,918	68,03 0,317	72,86 0,323	
			21,75 0,331	21,41 0,598	31,49 0,692	31,50 0,444	31,09 0,769	41,59 0,460	42,04 0,683	41,57 0,642	

Продолжение табл. 60

Интрузивная фаза	Массив	Fe	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	Mo	W	Zr	Гипотеза
Дополнительная	Зерендинский II	43,99 0,192	43,79 0,213	514,15 0,015	51,99 0,279	56,62 0,213	615,16 0,033	525,84 0,003	829,91 0,000	
		31,86 0,314	42,22 0,279	40,72 0,338	52,01 0,274	57,76 0,150	65,87 0,545	50,34 0,107	82,78 0,241	
		20,76 0,494	20,81 0,508	32,05 0,647	30,59 0,452	31,09 0,637	45,47 0,421	31,92 0,889	41,73 0,759	
Жильная серия	Мелкозернистые граниты	41,30 0,252	41,57 0,336	41,23 0,241	40,14 0,080	43,78 0,231	540 0,000	32,94 0,232	513,38 0,024	
		41,49 0,262	42,29 0,338	43,93 0,190	40,41 0,159	41,03 0,252	56,84 0,368	32,43 0,263	50,78 0,458	
		20,81 0,486	22,06 0,326	20,44 0,569	20,52 0,761	20,94 0,517	31,424 0,631	10,64 0,505	33,03 0,518	
	Диорит-порфириты	43,85 0,224	43,61 0,262	510,33 0,055	51,19 0,193	45,83	437,67 0,000	525,31 0,003	43,75 0,235	H_{O_1}
		41,72 0,295	42,58 9,311	63,38 0,338	41,54 0,347		411,12 0,040	55,39	41,95 0,311	H_{O_2}
		20,99 0,481	21,44 0,427	31,16 0,607	31,29 0,460		21,386 0,960	32,95	21,17 0,454	H_{O_3}

$\frac{\nu \mid \chi^2}{p}$ ν—число степеней свободы; χ^2—значение статистики; p—вероятность принятия гипотезы H_0; H_{O_1}—выравнивающее нормальное распределение; H_{O_2}—логнормальное распределение; H_{O_3}—распределение Пирсон-I

ется по параметрам и с наибольшей вероятностью соответствует марковскому распределению (кривые типа Пирсон-I).

В лейкократовых среднезернистых гранитах дополнительной фазы при описании распределения Fe, Mo, Nb и Zr равной достоверностью обладают логарифмически нормальный и марковский законы. Распределение же концентраций CaO, MgO, Na_2O, K_2O и W с наибольшей вероятностью соответствует марковскому закону.

В жильных образованиях первого этапа — мелкозернистых гранит-профирах — распределение Fe и CaO в одинаковой степени выравнивается как нормальным, так и логарифмически нормальным законом. Распределение содержаний редких и щелочных элементов в этих породах с наибольшей вероятностью характеризуется с помощью распределения Маркова.

В измененных диорит-порфиритах второго этапа для описания распределения концентраций всех рассмотренных элементов принимается марковское распределение (Пирсон-I).

Таким образом, суммируя, можно сделать следующие выводы:

1. В крупных батолитообразных интрузиях нормальных биотитовых гранитов главной фазы внедрения распределение концентраций породообразующих окислов — CaO, MgO, $FeO+F_2O_3$, K_2O, по отношению к которым процесс кристаллизации является неравновесным, подчиняется логарифмически нормальному закону. Распределение натрия, концентрация которого в ходе кристаллизации, по Л. В. Дмитриеву (1956), остается приблизительно постоянной, наилучшим образом описывается с помощью нормального закона.

Распределение редких и рудных элементов — ниобия, циркония, молибдена и свинца — при становлении крупных интрузивов биотитовых гранитов статистически соответствует логарифмически нормальному закону. Интересно в связи с этим поведение вольфрама, для которого в указанных породах свойственно симметричное распределение концентраций. Очевидно, малое содержание вольфрама в расплаве и наличие благоприятных структур плагиоклаза приводят к тому, что вольфрам целиком входит при кристаллизации в решетку плагиоклаза и наследует при этом распределение структурообразующего элемента (натрия или кальция).

2. Изменение физико-химических условий становления и существования горных пород и геологических тел имеет следствием изменение параметров и характеристик статистического распределения химических элементов. Так, в гранитоидах зоны эндоконтакта и в нормальных гранитах центральной части Боровского массива функции распределения химических элементов существенно отличаются.

Распределение концентраций Fe, CaO, Mg, K_2O — компонентов, для которых характерен привнос в породы зоны эндоконтакта, — имеет существенный сдвиг. Последнее особенно четко проявляется на примере K_2O, распределение которого в нормальных гранитах центральной части массива имеет отрицательную асимметрию. Статистическая функция распределения содержаний этих компонентов близка к марковскому (Пирсон-I).

Распределение же окиси натрия, которая, как следует из петрохимических пересчетов (см. табл. 46), выносится из зоны эндоконтакта, статистически характеризуется появлением значительного количества низких значений концентраций и вследствие этого отрицательной асимметрией распределения.

3. В измененных альбитизированных и грейзенизированных гранитах функция распределения концентраций химических элементов, особенно редких, существенно отличается от нормальной и логнормальной. Наиболее тесным приближением к исследуемым эмпирическим распределениям содержаний вольфрама, ниобия, циркония, а также железа, извести и магнезии характери-

зуются кривые типа Пирсон-I. Распределение концентраций молибдена в альбитизированных лейкократовых гранитах дополнительной фазы боровского комплекса не противоречит логнормальному закону, а распределение окиси натрия — логнормальному и нормальному законам.

В измененных дайках мелкозернистых гранитов и диорит-порфиритов распределение содержаний вольфрама и циркония с большей вероятностью описывается с помощью марковского распределения.

IV. КОРРЕЛЯЦИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ РАЙОНА

При изучении петрологии и геохимии магматических пород определенных районов приходится сталкиваться с проблемой их стратиграфической корреляции, сопоставления и установления родства отдельных интрузивных тел. Для этого в настоящее время пользуются различными приемами: методами абсолютной геохронологии; изучением структурно-геологических особенностей пород, их состава и генезиса; изучением акцессорной минерализации, закономерностей распределения редких и рассеянных элементов; палеомагнитным методом и др.

Анализ указанных методов с учетом их возможностей для решения задач корреляции и сопоставления интрузивных образований в условиях конкретного района позволяет сделать вывод, что наиболее эффективным методом для этого является исследование особенностей распределения химических элементов.

Положительный опыт использования элементов-примесей для целей корреляции и сопоставления геологических образований в литературе известен сравнительно давно. Он основан на индикаторных свойствах этих элементов по отношению к условиям формирования и составу сопоставляемых пород. При постоянстве петрохимического состава различных по возрасту пород последние довольно четко отличаются по составу и количеству элементов-примесей. Объективность такого сопоставления в настоящее время может быть обеспечена соответствующими математическими методами. В соответствии с этим было произведено сопоставление отдельных интрузивных массивов исследуемого района и различных фаз изучаемых комплексов по распределению в них некоторых химических элементов.

Интрузивные массивы главной фазы крыккудукского и боровского комплексов обладают некоторыми специфическими особенностями, выражающимися в различии средних содержаний, дисперсий и других параметров распределения химических элементов, что является следствием структурно-тектонических и физико-химических условий становления конкретных интрузивных тел.

Количественный характер получаемой информации о распределении в породах химических элементов и возможность ее статистической оценки создают предпосылки не только для расчленения пород по статистическим показателям, но и для объективного суждения об отличиях в условиях формирования пород.

Чтобы сопоставлять между собой совокупности содержаний некоторых химических элементов в породах, нужно располагать некоторой их мерой, которая должна однозначно характеризовать данное множество содержаний и давать исчерпывающую информацию о поведении случайной величины в пределах данного множества, т. е. определить: а) каково в среднем содержание элемента в исследуемой породе; б) насколько неравномерно данный элемент распределен в породе; в) каково чаще всего наблюдаемое содержание; г) какова вероятность встретить определенное содержание в пределах заданного интервала значений.

Такой мерой для множества значений случайной величины, удовлетворяющей всем вышеперечисленным требованиям, является функция распределения этой величины. Эта функция $F(x)$ показывает вероятность P того, что случайная величина ξ примет в результате единичного эксперимента значение, меньшее или равное заданному (x):

$$F(x) = P(\xi \leqslant x).$$

Две сопоставляемые совокупности содержаний элемента в породах можно считать одинаковыми в том случае, если равны соответствующие им функции распределения: $F_1(x) = F_2(x)$. Две функции распределения $F_1(x)$ и $F_2(x)$ одного и того же вида следует считать равными, если равны между собой определяющие их параметры.

Таким образом, задача сопоставления распределений содержаний элементов сводится к проверке гипотез о равенстве параметров распределения по их статистическим оценкам.

В зависимости от интересующего нас характера сопоставления, объема выборок наблюдений, представляющих сравниваемые распределения, вида функций распределения для решения этой задачи могут использоваться различные статистические критерии — Стьюдента, Смирнова, Вилкоксона, χ^2 и др.

Н. Н. Жуковым (1966) отмечена следующая важная особенность применения таких критериев для сопоставления геологических образований. При увеличении объема выборок сопоставляемых распределений критерии различия будут все более увеличивать свою мощность, приводя к странной, на первый взгляд, возможности получить неоднозначный вывод о соотношениях между собой сравниваемых параметров. В самом деле, пусть, например, два объекта имеют одинаковые теоретические дисперсии $\sigma^2 = 1$ распределения некоторого признака, математические ожидания которых соответственно M_1 и M_2. При $|M_1 - M_2| = 0{,}25$ и количестве проб $n_1 - n_2 = 32$ статистика Стьюдента для значений выборочных средних $\bar{x}_1 = M_1$, $\bar{x}_2 = M_2$ составляет приблизительно

$$\left| \frac{M_1 - M_2}{\sqrt{\frac{2\sigma^2}{n}}} \right| = \frac{0{,}25}{\sqrt{\frac{2}{32}}} = 1 < t_{5\%},$$

т. е. разница между M_1 и M_2 оказывается незначительной при 5%-ном уровне значимости. Вместе с тем, увеличив объем выборки до 200, снова при $\bar{x}_1 = M_1$ и $\bar{x}_2 = M_2$ получим, что

$$\left| \frac{M_1 - M_2}{\sqrt{\frac{2\sigma^2}{n}}} \right| = \frac{0{,}25}{\sqrt{0{,}01}} = 2{,}5 > t_{5\%},$$

т. е. объекты должны быть признаны различными.

Этот результат объясняется тем, что при сопоставлении средних $\bar{x}_1$ и $\bar{x}_2$ по различным объемам выборок разность $|\bar{x}_1 - \bar{x}_2|$ представляет полученную с различной точностью оценку величины $|M_1 - M_2|$. При $n = 200$ точность оценки оказалась настолько высокой, что последняя выявила различие математических ожиданий, оказавшееся незаметным на фоне случайных флуктуаций внутри каждой выборки в первом случае.

Таким образом, при истолковании результата статистического сопоставления мы должны всегда исходить из того, что значения параметров для сравниваемых объектов являются *заведомо различными*, так что при попадании статистики $|\bar{x}_1 - \bar{x}_2|$ в область принятия гипотезы можно говорить лишь о незначительности отличий истинных значений параметра по сравнению с точностью оценки $|M_1 - M_2|$, достигаемой при данном объеме и способе опробования. Следовательно, при корректной постановке задачи может идти речь только об относительном сопоставлении объектов по данному параметру; скажем, когда при проверке гипотезы о равенстве значений параметров сравниваемых совокупностей ξ_0 и ξ_1 — $\theta(\xi_0) = \theta(\xi_1)$ можно выделить одну или несколько конкурирующих гипотез $i = 2, 3, \ldots, k$ с помощью привлечения выборок независимых наблюдений из соответствующих совокупностей $\xi_2, \xi_3, \ldots, \xi_k$. Принятие гипотезы $\theta(\xi_0) = \theta(\xi_1)$ будет означать при этом фактически принятие гипотезы о *минимуме расстояния* между ξ_0 и ξ_1, по параметру θ $r[\theta(\xi_0)\theta(\xi_1)]$ по сравнению с $r[\theta(\xi_0)\theta(\xi_l)]$, $l = 2, 3, \ldots, k$. Такое статистическое решение будет всегда однозначным при равном количестве наблюдений в выборках.

Становится ясным также, что статистическая и геологическая однородности не могут считаться эквивалентными. Последняя должна определяться однозначно некоторой границей расстояния по данному параметру, θ, $r_A[\theta(\xi_0)\theta(\xi_1)]$, такой, что только при значении расстояния между истинными значениями параметра в

данных объекта r_1, большем этой границы, объекты признаются геологически разнородными. Таким образом, количественный анализ геологической однородности объектов, при отсутствии конкурирующих гипотез или практической нецелесообразности их применения, сводится к определению наиболее правдоподобной оценки расстояния $r[\theta(\xi_0)\theta(\xi_1)]$ между сравниваемыми совокупностями, оценки распределения этой величины и последующей проверке гипотезы $r[\theta(\xi_0)\theta(\xi_1)] \leqslant r_A[\theta(\xi_0)\theta(\xi_1)]$ при альтернативе $r[\theta(\xi_0)\theta(\xi_1)] > r_A[\theta(\xi_0)\theta(\xi_1)]$. Такая постановка задачи, естественно, является корректной в силу независимости вывода (в среднем) от количества независимых наблюдений в сравниваемых выборках. Наконец, при невозможности указать значение $r_A[\theta(\xi_0)\theta(\xi_1)]$ решение задачи ограничивается нахождением достаточно «хорошей» оценки расстояния и определением точности этой оценки.

Поскольку ряд химических компонентов в исследуемых породах крыккудукского (CaO и др.) и боровского (Na_2O и др.) комплексов подчиняется нормальному или нормально-логарифмическому закону распределения, проверка правдоподобия гипотезы о равенстве центров распределения (по их статистическим оценкам) для интрузивных массивов проводилась при помощи t-критерия Стьюдента. Однако, если распределение исследуемых элементов отличается от нормального, мощность t-критерия значительно снижается. Поэтому сопоставление распределения концентраций химических элементов в интрузивных массивах обоих комплексов было проведено также с помощью критериев проверки гипотезы о равенстве двух функций распределения — порядковых критериев, не зависящих от предположения нормальности сравниваемых выборок: критерия Вилкоксона для интрузивов боровского комплекса и критерия χ^2 — для интрузивов главной фазы крыккудукского комплекса. Выбор критерия χ^2, наиболее точно учитывающего различия выборочных кривых распределения во всем интервале изменения аргумента, для последнего случая обусловлен тем, что распределение химических элементов в гибридизированных гранитоидных массивах крыккудукского комплекса близко соответствует распределению Пирсон-I.

Результаты проведенных исследований по корреляции и сопоставлению интрузивных массивов обеих фаз внедрения крыккудукского комплекса сведены в табл. 61, 62.

Данные табл. 61 показывают однозначное и существенное отличие массивов главной фазы (Крыккудукского, Аккудукского, Западно-Атансорского, Ащикольского) от дополнительной фазы (Черняховского и Кольцевого) крыккудукского комплекса по всем изучаемым элементам. Разница оценок математических ожиданий во всех случаях намного превышает допустимую при 5%-ном уровне значимости. Разница между массивами главной фазы, выявляемая с помощью t-критерия, различна. Наиболее близки друг к другу Крыккудукский и Аккудукский массивы.

Таблица 61

Сопоставление массивов крыккудукского комплекса с помощью t-критерия Стьюдента

Элемент	$\theta_1-\theta_2$	$\theta_1-\theta_3$	$\theta_1-\theta_4$	$\theta_1-\theta_5$	$\theta_1-\theta_6$	$\theta_2-\theta_3$	$\theta_2-\theta_4$
Fe	0,10 0,18 0,352 0,464	0,50 0,234 0,428 0,604	0,20 0,134 0,260 0,345	2,80 0,130 0,225 0,335	6,34 0,105 0,205 0,271	0,40 0,176 0,344 0,454	0,30 0,178 0,349 0,459
Ca	0,25 0,147 0,288 0,379	1,03 0,140 0,274 0,361	0,79 0,276 0,541 0,712	1,25 0,166 0,325 0,428	5,13 0,071 0,139 0,183	0,78 0,288 0,545 0,743	0,54 0,215 0,421 0,555
Mg	0,07 0,120 0,235 0,310	0,39 0,158 0,309 0,408	0,87 0,339 0,664 0,874	1,61 0,136 0,270 0,350	3,23 0,076 0,149 0,196	0,46 0,175 0,343 0,451	0,94 0,452 0,886 1,166
Cu	0,84 0,370 0,725 0,954	3,75 0,195 0,382 0,503	2,42 0,196 0,385 0,506	4,01 0,197 0,386 0,508	4,29 0,195 0,382 0,503	2,81 0,192 0,376 0,495	1,48 0,195 0,374 0,503
Co	0,17 0,091 0,178 0,235	0,51 0,260 0,510 0,671	1,10 0,490 0,960 1,264	1,65 0,066 0,129 0,170	—	0,34 0,237 0,464 0,611	0,93 0,56 0,109 1,445
Ti	0,40 0,233 0,457 0,601	0,30 0,156 0,336 0,402	0,35 0,157 0,367 0,405	1,22 0,076 0,149 0,196	—	0,10 0,151 0,296 0,390	0,40 0,207 0,406 0,534

Продолжение табл. 61

Элемент	$\theta_2-\theta_5$	$\theta_2-\theta_6$	$\theta_3-\theta_4$	$\theta_3-\theta_5$	$\theta_3-\theta_6$	$\theta_4-\theta_5$	$\theta_4-\theta_6$	$\theta_5-\theta_6$
Fe	2,90 0,171 0,335 0,441	6,44 0,156 0,306 0,402	0,70 0,321 0,629 0,828	3,30 0,111 0,217 0,286	6,84 0,085 0,167 0,430	2,60 0,115 0,225 0,297	6,14 0,090 0,176 0,232	3,54 0,075 0,147 0,194
Ca	1,00 0,200 0,392 0,516	4,88 0,132 0,259 0,340	0,24 0,177 0,348 0,456	0,22 0,194 0,380 0,500	4,10 0,133 0,261 0,343	0,46 0,119 0,392 0,513	4,34 0,136 0,257 0,338	3,88 0,152 0,298 0,392
Mg	1,68 0,150 0,294 0,387	3,30 0,036 0,188 0,247	0,48 0,180 0,352 0,464	1,22 0,155 0,304 0,400	2,84 0,049 0,099 0,126	0,74 0,170 0,330 0,459	2,36 0,120 0,23 0,310	1,62 0,118 0,231 0,304
Cu	3,07 0,191 0,372 0,490	3,35 0,190 0,372 0,490	1,33 0,068 0,133 0,175	0,26 0,060 0,118 0,155	0,54 0,051 0,109 0,132	1,59 0,065 0,129 0,168	1,87 0,057 0,112 0,147	0,28 0,046 0,090 0,119
Co	1,48 0,08 1,157 0,206	—	0,59 0,286 0,560 0,738	1,14 0,087 0,170 0,224	—	0,52 0,057 0,102 0,147	1,07 0,046 0,090 0,119	0,52 0,046 0,090 0,119
Ti	1,26 0,113 0,211 0,292	—	0,05 0,173 0,339 0,446	1,52 0,105 0,206 0,271	—	1,57 0,140 0,244 0,361	—	—

$\frac{|\bar{y}-\bar{x}|}{\sigma(\bar{y}-\bar{x})}$ | $t_{5\%}$ | $t_{1\%}$

1—Крыккудукский массив, 2—Аккудукский массив, 3—Ащикольский массив, 4—Западно-Атансорский массив, 5—Черняховский массив, 6—Кольцевая интрузия

Таблица 62

Сопоставление массивов главной интрузивной фазы крыккудукского комплекса с помощью критерия χ^2

1. По железу

a	5—5,5	5,5—6	6—6,5	6,5—7	7—7,5	7,5—8	8—8,5	8,5—9	9,0—9,5	
n_i	5	10	26	18	13	10	6	4	3	$n=95$
n'_i	1	3	9	14	7	6	4	2	1	$n'=47$, $\nu=7$
p_i	0,042	0,092	0,246	0,225	0,141	0,113	0,070	0,042	0,023	$\chi^2=5,33$
χ^2	0,842	0,618	1,173	2,117	0,061	0,179	0,207	0,000	0,131	$\chi^2_{5\%}=14,1$
n''_i	0	2	8	16	10	8	2	1	0	$n''=47$
p_i	0,035	0,084	0,239	0,240	0,162	0,127	0,056	0,035	0,021	
χ^2	1,33	0,76	1,78	4,02	1,35	1,19	0,25	0,38	0,61	$\chi^2=11,67$
n'''_i	1	4	10	18	10	3	2	1	0	$n'''=49$
p_i	0,042	0,097	0,250	0,250	0,160	0,090	0,056	0,034	0,021	
χ^2	0,82	0,19	0,83	1,25	1,11	0,78	0,25	0,63	1,58	$\chi^2=7,44$

2. По извести

δ	2—3	3—4	4—5	5—6	6—7	7—8	8—9	
n_i	2	7	14	44	29	7	1	$n=98$
n'_i	3	5	8	16	9	5	2	$n'=48$
p_i	0,034	0,082	0,150	0,411	0,260	0,082	0,020	$\nu=5$
χ^2	1,88	0,45	0,12	1,78	2,00	0,45	1,45	$\chi^2=8,13$ $\chi^2_{5\%}=9,2$
n''_i	3	11	27	16	5	1	0	$n''=63$
p_i	0,031	0,112	0,254	0,373	0,211	0,050	0,007	
χ^2	0,96	1,53	1,65	2,21	2,63	0,42	0,24	$\chi^2=9,64$

Продолжение табл. 62

б	2—3	3—4	4—5	5—6	6—7	7—8	8—9	
n_i'''	1	5	22	13	6	1	0	$n'''=48$
p_i	0,020	0,082	0,246	0,390	0,240	0,055	0,007	
χ^2	0,003	0,454	1,67	3,32	1,59	1,41	0,30	$\chi^2=8,75$

а — интервалы концентраций железа, вес. %; *б* — интервалы концентраций извести, вес. %; n_i — частота встречаемости концентраций в выборке из Крыккудукского массива; n_i' — то же, для Аккудукского массива; n_i'' — то же, для Ащикольского массива; n_i''' — то же, для Западно-Атансорского массива; $p_i = \frac{n_i+n_i'}{n+n'}$ — теоретические вероятности попадания вданный интервал; χ^2 — значения статистики.

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^{k} \frac{(n_i - np_i)^2 \ (n+n')}{nn' p_i \ (1-p_i)}.$$

Разница математических ожиданий по рассмотренным элементам здесь минимальна. При 5%-ном уровне значимости большей величиной расстояния r характеризуются при сопоставлении $[\theta_I - \theta_{III}]$ и $[\theta_I - \theta_{IV}]$ — Крыккудукский и Ащикольский и Крыккудукский и Западно-Атансорский массивы. Причем большее отличие от Крыккудукского массива обнаруживает Ащикольский массив по Fe, CaO, Cu, а Западно-Атансорский — по Mg и V, т. е. они характеризуются по сравнению с Крыккудукским массивом несколько более кислым составом. Причем Ащикольский и Западно-Атансорский массивы ближе друг к другу, чем к Аккудукскому и Крыккудукскому массивам.

При понижении уровня значимости до 1% отличие математических ожиданий между рассматриваемыми интрузивами становится меньше допустимого.

Сопоставление интрузивов главной фазы по всему интервалу изменения концентраций рассматриваемых элементов, т. е. при сопоставлении функций распределения химических элементов с помощью критерия χ^2 (см. табл. 62), показывает, что нулевая гипотеза не противоречит тождественности распределений CaO, MgO, Fe, V, Ti в сравниваемых массивах.

Однако оба критерия обнаруживают систематическое смещение содержаний Cu по Ащикольскому и Западно-Атансорскому массивам, с которыми связаны рудопроявления этого элемента.

Таким образом, применение статистических критериев показывает аналогичность функций распределения большинства химических элементов в интрузивах главной фазы внедрения крыккудукского комплекса, чем подтверждается их родственность. Характерным является отличие функций распределения элементов,

образующих собственные рудопроявления, связанные с Ащикольским и Западно-Атансорским массивами.

Проведенные исследования указывают на самостоятельность Кольцевой интрузии. Систематические значимые отличия распределения концентраций рассмотренных элементов совместно с петрохимическими данными подтверждают предположение о более позднем внедрении ее в отличных физико-химических и тектонических условиях.

Результаты сопоставления массивов обеих фаз внедрения боровского комплекса приведены в табл. 63, 64.

Как и в предыдущем случае, для интрузивов боровского комплекса четко отмечается идентичность однофазных массивов и отличие разнофазных.

Сравнение математических ожиданий концентраций химических элементов по их оценкам с помощью t-критерия показывает тесную близость образований главных фаз Боровского и Зерендинского массивов. Разница средних значений содержаний Fe, CaO, MgO, Na_2O, K_2O, Mo, W, Nb, Zr здесь является наименьшей по сравнению с другими массивами и во всех случаях ниже 5%-ного уровня значимости. Что касается Жукейского массива, то данные сопоставления его с двумя другими интрузивами главной фазы — Боровским и Зерендинским — свидетельствуют о некотором его своеобразии. Так, сопоставление Жукейского массива по Fe, CaO, MgO, Mo, Zr подтверждает гипотезу о тождественности его с другими названными массивами, причем величина $r[\theta(\xi_2)\theta(\xi_3)]$ по 5 перечисленным элементам оказывается меньше, чем $r[\theta(\xi_2)\theta(\xi_1)]$, т. е. породы Жукейского массива обнаруживают несколько большее сходство с Зерендинским массивом. Разница же содержаний Na_2O, K_2O, W и Nb оказывается большей 5%-ной границы между содержаниями в Жукейском и Зерендинском, Жукейском и Боровском массивах, т. е. в рассматриваемом массиве обнаруживается некоторое систематическое смещение содержаний по щелочным элементам, с одной стороны, и по W и Nb, с другой.

Отличие массивов главной и дополнительной фаз внедрения боровского комплекса по всем элементам (исключая Mo) превышает 5%-ную границу. Однако и здесь из шести рассмотренных альтернатив — $r[\theta(\xi_1)\theta(\xi_4)]$, $r[\theta(\xi_1)\theta(\xi_5)]$, $r[\theta(\xi_2)\theta(\xi_4)]$, $r[\theta(\xi_2)\theta(\xi_5)]$, $r[\theta(\xi_3)\theta(\xi_4)]$, $r[\theta(\xi_3)\theta(\xi_5)]$ — минимальная величина расхождений отмечается для $r[\theta(\xi_2)\theta(\xi_4)]$ по N_2O и $r[\theta(\xi_2)\theta(\xi_4)]$ и $r[\theta(\xi_2)\theta(\xi_5)]$ по W. Это говорит о том, что из всех рассмотренных массивов главной фазы Жукейский массив проявляет некоторое сходство с Карабулакским и дополнительной фазой Зерендинского массива. Сопоставление же образований Карабулакского и дополнительной фазы Зерендинского массивов показывает их полную идентичность.

Таким образом, проведенное сопоставление интрузивов боровского комплекса позволяет прийти к ряду выводов.

Таблица 63

Сопоставление массивов боровского комплекса с помощью t-критерия Стьюдента

Элемент	$\theta_1-\theta_2$	$\theta_1-\theta_3$	$\theta_1-\theta_4$	$\theta_1-\theta_5$	$\theta_2-\theta_3$
Fe	0,12 0,046 0,090 0,119	0,06 0,046 0,090 0,119	0,54 0,032 0,063 0,082	0,45 0,030 0,059 0,077	0,06 0,047 0,092 0,121
CaO	0,22 0,087 0,170 0,224	0,05 0,065 0,127 0,167	0,47 0,047 0,092 0,121	0,47 0,051 0,100 0,131	0,07 0,070 0,137 0,181
MgO	0,08 0,032 0,063 0,083	0,03 0,030 0,059 0,077	0,15 0,030 0,059 0,077	0,20 0,033 0,065 0,085	0,05 0,030—0,059 0,077
Na_2O	0,29 0,050 0,098 0,129	0,06 0,040 0,078 0,103	0,44 0,041 0,080 0,106	0,66 0,04 0,080 0,108	0,35 0,056 0,110 0,144
K_2O	0,30 0,051 0,100 0,132	0,04 0,044 0,086 0,114	0,47 0,051 0,100 0,132	0,55 0,047 0,092 0,121	0,26 0,061 0,120 0,157
Mo	0,00 0,458 0,898 2,317	0,29 0,476 0,933 2,407	0,56 0,434 0,851 1,120	0,22 0,465 0,911 1,200	0,29 0,477 0,935 1,231
W	1,05 0,162 0,317 0,418	0,19 0,161 0,316 0,415	2,34 0,593 1,162 1,530	1,28 0,292 0,572 0,753	0,86 0,189 0,370 0,488
Nb	2,40 0,917 1,797 2,366	0,70 0,660 1,294 1,703	25,7 2,370 4,645 6,115	19,8 2,282 4,473 5,888	3,1 0,763 1,495 1,968
Zr	0,42 0,839 1,644 2,167	0,61 0,897 1,758 2,322	6,81 1,079 2,115 2,786	6,12 1,104 2,164 2,838	1,03 0,842 1,650 2,167

$\frac{|\bar{y}-\bar{x}|}{\sigma(\bar{y}-\bar{x})}$ | $t_{q=5\%}\ \sigma(\bar{y}-\bar{x})$ | $t_{q=1\%}\ \sigma(\bar{y}-\bar{x})$

1—Боровской массив; 2—Жукейский массив; 3—Зерендинский массив (граниты главной фазы); 4—Карабулакский массив; 5—Зерендинский массив (граниты дополнительной фазы)

$\theta_2-\theta_4$	$\theta_2-\theta_5$	$\theta_3-\theta_4$	$\theta_3-\theta_5$	$\theta_4-\theta_5$
0,42 0,033 0,065 0,085	0,33 0,03 0,065 0,082	0,48 0,032 0,063 0,113	0,39 0,042 0,082 0,108	0,03 0,036 0,071 0,093
0,25 0,053 0,104 0,136	0,25 0,057 0,112 0,147	0,32 0,051 0,100 0,132	0,32 0,055 0,103 0,142	0,00 0,032 0,062 0,082
0,07 0,030 0,059 0,085	0,12 0,033 0,065 0,077	0,12 0,028 0,035 0,072	0,17 0,032 0,063 0,083	0,05 0,032 0,063 0,082
0,15 0,057 0,112 0,147	0,95 0,058 0,115 0,150	0,50 0,048 0,094 0,124	0,60 0,049 0,096 0,126	0,10 0,05 0,098 0,129
0,77 0,067 0,131 0,173	0,85 0,063 0,123 0,162	0,51 0,061 0,120 0,157	0,59 0,058 0,114 0,150	0,08 0,063 0,123 0,162
0,56 0,436 0,854 1,185	0,22 0,467 0,915 1,205	0,27 0,454 0,890 1,171	0,07 0,484 0,952 1,249	0,34 0,444 0,870 1,146
0,29 0,608 1,192 1,568	0,23 0,309 0,606 0,774	2,15 0,600 1,176 1,548	1,19 0,309 0,606 0,774	1,06 0,650 1,274 1,677
23,3 2,402 4,708 6,192	17,4 2,315 4,537 5,986	26,4 2,352 4,606 6,063	20,5 2,264 4,437 5,831	5,90 3,211 6,492 8,282
7,23 1,031 2,021 2,657	6,54 1,060 2,078 2,735	6,20 1,078 2,117 2,781	5,51 1,106 2,168 2,863	0,69 1,256 2,462 3,240

Таблица 64

Сопоставление массивов боровского комплекса с помощью критерия Вилкоксона

Элемент	$\theta_1-\theta_2$	$\theta_1-\theta_3$	$\theta_1-\theta_4$	$\theta_1-\theta_5$	$\theta_2-\theta_3$	$\theta_2-\theta_4$	$\theta_2-\theta_5$	$\theta_3-\theta_4$	$\theta_3-\theta_5$	$\theta_4-\theta_5$
Fe	504 3724 392±120	479 3724 392±120	784 3724 392±120	784 3724 392±120	490 3724 392±120	769 3724 392±120	780 3724 392±120	743 3724 392±120	93 3724 392±120	416 3724 392±120
CaO	378 2986 338±107	330 2986 338±107	652 2966 338±107	568 2986 338±107	432 2986 338±107	653 2986 338±107	467 2986 338±107	460 2986 338±107	481 2986 338±107	299 2986 338±107
MgO	495 3724 392±120	475 3724 392±120	704 3428 378±115	556 3724 392±120	302 3428 373±115	548 3428 378±115	210 3724 392±120	549 3341 364±113	241 3428 378±115	282 3428 378±115
Na_2O	280 3341 364±133	442 3100 351±110	72 3341 364±133	87 3100 351±110	453 3100 351±110	240 3341 364±133	562 3100 351±110	54 3100 351±110	52 2985 338±107	339 3341 364±133
K_2O	403 2760 312±103	320 2760 312±103	595 2760 312±103	115 2760 312±103	226 2760 312±103	595 2760 312±103	18 2760 312±103	435 2760 312±103	95 2760 312±103	415 2760 312±103
W	241 2352 288±95	347 2352 288±85	139 2500 300±98	152 2500 300±98	419 2352 288±95	306 2500 300±98	194 2500 300±98	176 2500 300±98	108 2500 300±98	292 2656 322±101
Nb	380 3724 392±120	403 3724 392±120	104 3428 378±115	68 3724 392±120	332 3428 378±115	206 3428 378±115	92 3724 392±120	49 3341 364±113	241 3428 378±115	388 3428 378±115
Zr	433 2986 338±107	239 2986 338±107	51 2986 338±107	97 2986 338±107	244 2986 338±107	7 2986 338±107	25 2986 338±107	63 2986 338±107	127 2986 338±107	380 2986 338±107

$\frac{u \mid D_u}{M_u \pm t_{5\%} \sigma_u}$ 1 — Боровской массив; 2 — Жукейский массив; 3 — Зерендинский массив (главная фаза); 4 — Карабулакский массив; 5 — Зерендинский массив (дополнительная фаза).

С дополнительной фазой Зерендинского массива, как известно, связаны рудопроявления ниобия и некоторых редкоземельных элементов. Наблюдаемая аналогия распределения концентраций рассмотренных химических элементов в Карабулакском массиве, несмотря на его небольшие размеры, позволяет выдвинуть его в число поисковых объектов, заслуживающих внимания.

Жукейский же массив можно рассматривать как «переходный» между образованиями главной и дополнительной фаз комплекса, так как по поведению фемических компонент — Fe, CaO, MgO — он тесно сближается с образованиями главной фазы, а по щелочным и некоторым редким (Na_2O, K_2O, W, Nb) — сходен с породами дополнительной фазы.

Необходимо отметить совершенную непригодность для целей корреляции и сопоставления интрузивов такого элемента, как молибден, который ведет себя инертно в процессе дифференциации гранитоидного комплекса и поэтому не обнаруживает значительных отличий в средних содержаниях в интрузивах обеих фаз внедрения.

При сопоставлении интрузивов боровского комплекса с учетом всего интервала изменения концентраций химических элементов использовался критерий Вилкоксона (см. табл. 64). Результаты проведенного сравнения в общем подтверждают сделанные выше выводы. Однако здесь более четко проявились отличия между массивами главной и дополнительной фаз, для которых статистический характер распределения химических элементов различается. Для интрузивов главной фазы — Боровского, Зерендинского и Жукейского — подтверждается гипотеза тождественности распределения Fe, CaO, MgO, Na_2O, K_2O, W, Nb и Zr. Эта гипотеза подтверждается и при сопоставлении массивов дополнительной фазы — Карабулакского и Зерендинского — и отвергается при сопоставлении выборок, принадлежащих массивам разных фаз.

Учитывая различную подвижность химических элементов в разных условиях формирования пород, возможно также сопоставление и корреляцию геологических образований проводить не по отдельным элементам, а по их парам. Отношения пар элементов с близкими физико-химическими свойствами (коэффициенты пропорциональности, по А. П. Виноградову (1962) в настоящее время широко используются в геохимии для выяснения их степени миграционной активности и решения ряда генетических вопросов.

Пары элементов выбираются исходя из их геохимического сродства, изоморфизма и сходного поведения в геохимической истории. Применительно к породам исследуемого района выбор таких элементов и расчет их отношений на основе среднегеометрических и модальных значений приведен в табл. 65. Их анализ позволяет отметить следующее.

Таблица 65

Коэффициенты пропорциональности некоторых химических элементов в гранитоидах крыккудукского комплекса

Отношение элементов	Главная интрузивная фаза						Дополнительная интрузивная фаза	
	1	2	3	4	5	6	7	8
$Co \cdot 10^3 : MgO$	0,56	0,51	0,62	0,30	0,55	0,45	0,70	0,60
$V \cdot 10^2 : MgO$	0,76	0,70	0,82	0,63	0,51	1,00	0,50	0,58
Fe:MgO	2,70	2,35	1,70	2,68	2,88	1,96	3,36	3,88
$Co \cdot 10^3 : Fe$	0,29	0,22	0,36	0,11	0,20	0,23	0,20	0,08
$V \cdot 10^2 : Fe$	0,28	0,30	0,48	0,22	0,17	0,53	0,15	0,15
$Ni \cdot 10^3 : MgO$	1,04						0,60	0,12

1 — Крыккудукский массив, центральная часть; *2* — Аккудукский массив, центральная часть; 3 — то же, фация эндоконтакта; 4 — Ащикольский массив; 5 — Западно-Атансорский массив, центральная часть; 6 — то же, фация эндоконтакта; 7 — Черняховский массив; 8 — Кольцевая интрузия.

В процессе дифференциации гранитоидов крыккудукского комплекса происходит уменьшение содержания в них магния и в меньшей степени железа, что изменяет и количества тесно связанных с ними кобальта, ванадия и никеля. Величина коэффициентов пропорциональности этих элементов находится в прямой связи с особенностями распределения и концентрации петрогенных элементов — Mg и Fe — в разных типах пород.

Отношения $Co \cdot 10^3 : Fe$ остаются более или менее постоянными в породах комплекса, но обнаруживают тенденцию к уменьшению с приближением к более кислым породам дополнительной фазы.

Величина этого отношения в среднем равна 0,21 для главной фазы круккудукского комплекса при колебаниях в пределах 0,11—0,29. В породах дополнительной фазы это отношение составляет 0,20 для Черняховского массива и 0,08 для крайнего кислого члена ряда — Кольцевой интрузии. В эндоконтактных фациях Аккудукского и Западно-Атансорского массивов величина рассматриваемого коэффициента пропорциональности несколько меняется: повышается в большей степени для первого (0,36) и в меньшей — для второго (0,23), что свидетельствует о связи миграционной активности кобальта с условиями среды.

Особенности распределения и концентрации ванадия в крыккудукских гранитоидах несколько напоминают кобальт. Отношение V : Fe также уменьшается с переходом к более кислым породам, отвечая в среднем значению 0,23 для гранитоидов главной фазы и 0,15 для гранитов дополнительной фазы. Миграционная активность ванадия находится в прямой зависимости от физико-химических условий среды, что находит выражение в значительном увеличении коэффициента пропорциональности V : Fe в эндо-

контактных зонах Аккудукского (в 1,5 раза) и Западно-Атансорского (более чем в 3 раза) массивов.

Содержания кобальта, никеля, ванадия относительно высокие в более магнезиальных породах главной фазы уменьшаются в поздних образованиях, когда магма становится менее магнезиальной. Это наглядно видно на рис. 31, где содержания кобальта, никеля, ванадия и железа нанесены на диаграмму по отношению к магнию для различных фаз.

Кривая поведения железа относительно магния на диаграмме является более пологой для гранодиоритов главной фазы и более крутой для менее магнезиальных пород последующей фазы, поскольку в ходе дифференциации концентрация обоих элементов уменьшается, но магний, как элемент высоких температур плавления, уменьшается более резко, в силу чего железистость пород поздних фаз внедрения возрастает.

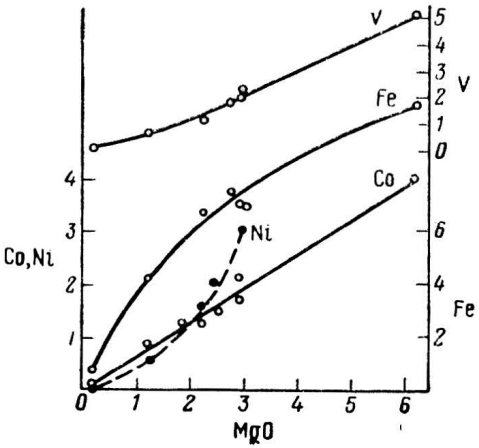


Рис. 31. Зависимость содержаний кобальта, никеля, ванадия и железа от магнезиальности пород последовательных фаз внедрения крыккудукского интрузивного комплекса.

Размерность (вес. %): MgO, Fe—%; V — 10^{-2}%; Co, Ni—10^{-3}%

Содержание ванадия в общем уменьшается с понижением магнезиальности пород, но в самых последних дифференциатах это уменьшение происходит более постепенно. Зависимость кобальта от магния, как следует из диаграммы, почти линейна. Любопытно поведение кривых никеля и кобальта относительно магния. В ранних, более магнезиальных гранитоидах главной фазы крыккудукского комплекса кривая никеля лежит над кривой кобальта, в более поздних же образованиях дополнительной фазы — опускается ниже кривой кобальта. Это объясняется характерной для никеля большей изоморфной взаимозамещаемостью в ранних силикатах, в силу чего для пород главной фазы свойственно соотношение Ni>Co, а для молодых пород — Co>Ni.

Отношение $Co \cdot 10^3 : Mg$ мало изменяется в гранодиоритах из интрузивов главной фазы крыккудукского комплекса (0,30—0,56 при среднем значении 0,48), но имеет некоторую тенденцию к возрастанию с уменьшением магнезиальности в породах дополнительной фазы (0,70—0,60). Среднее отношение $Co \cdot 10^3 - MgO = 0{,}48$ (или $Co \cdot 10^3 : Mg = 0{,}79$), что хорошо согласуется с отношением $Co : Mg = 0{,}00066$, найденному Э. Санделлом и С. Голдичем (1952). Они первыми обратили внимание на постоянство этого

отношения и величины $Co \cdot 10^3 : Mg$, найденной Нокколдсом и Аленом (1958) для каледонских гранитоидов Шотландии. Така довольно устойчивая связь кобальта с магнием в гранитоидны породах различных эпох и территорий подтверждает предполо жение о том, что большинство кобальта в гранитных порода изоморфно связывается в железисто-магнезиальных силиката

Отношение $V \cdot 10^2 : MgO$ также относительно устойчиво в гр нитоидах одной фазы. Для рассматриваемых интрузивных масси вов главной фазы его колебания составляют 0,51—0,76 пр среднем значении 0,65, а для дополнительной — 0,50—0,58 пр среднем значении 0,54.

Увеличение отношения $Fe : MgO$ от среднего значения 2,65 ранних образованиях крыккудукского комплекса до 3,62 в конеч ных дифференциатах является закономерным, поскольку магни интенсивнее накапливается в течение ранних, более высокотемпе ратурных стадий кристаллизации. В зонах эндоконтакта Акку дукского и Западно-Атансорского массивов отношение $Fe : MgO$ понижается до 1,70 в первом и до 1,96 во втором в результат уменьшения железистости пород ассимиляционно-гибридного ге незиса (Перчук, 1964).

Таким образом, приведенные коэффициенты пропорциональ ности близких по своим физико-химическим свойствам элементов могут использоваться для корреляции пород разновозрастны комплексов и для характеристики геохимической специфики от дельных стадий магматического процесса.

Как следует из данных табл. 66, граниты обеих фаз внедрения боровского комплекса характеризуются высокими значениями от ношения $Fe : MgO$, примерно вдвое большими, чем гранитоиды

Таблица 66

Коэффициенты пропорциональности некоторых химических элементов в гранитоидах боровского комплекса

Отношение элементов	Главная интрузивная фаза			Дополнительная интрузивная фаза		Жильная серия	
	1	2	3	4	5	6	7
$Fe:MgO$	4,02	4,64	4,18	5,04	5,71	6,62	1,48
$Co \cdot 10^2 : Mg$	0,35			0,20		0,07	
$Mo \cdot 10^5 : (Ca+Na)$	1,01	1,00	1,13	1,15	1,44	3,21	0,38
$W \cdot 10^4 : (Ca+Na)$	0,41	0,64	0,48	0,95	0,95	0,64	0,21
$Mo \cdot 10^5 : (K+Na)$	0,53	0,53	0,57	0,54	0,57	1,57	0,52
$Nb \cdot 10 : Zr$	1,68	2,20	1,43	2,76	2,44	2,00	0,58
$W \cdot 10 : Zr$	0,27	0,37	0,27	0,31	0,44	0,47	0,13
$Pb \cdot 10^3 : K$	0,37	0,37		0,67	0,58	1,06	3,00
$K_2O : Na_2O$	1,20	1,12	1,23	1,47	1,77	1,28	0,38

1 — Боровской массив; 2 — Жукейский массив; 3 — Зерендинский массив (среднезернистые граниты главной фазы); 4 — Карабулакский массив; 5 — Зерендинский массив (лейкократовые граниты); 6 — дайки мелкозернистых гранитов; 7 — дайки диорит-порфиритов.

крыккудукского комплекса. Такое соотношение рассматриваемых коэффициентов является отражением установленного закономерного факта повышения железистости более поздних платформенных гранитоидов относительно образований ранних геосинклинальных стадий внедрения. Величина $Fe : MgO$ достаточно устойчива в пределах одной фазы и составляет в среднем 4,28 при колебаниях 4,02—4,64 для интрузивов главной фазы боровского комплекса, 5,37 при колебаниях 5,04—5,71 для интрузивов дополнительной фазы и 6,62 для мелкозернистых гранитов первого этапа. В дайках второго этапа — диорит-порфиритах — отношение $Fe : MgO$ резко падает до значения 1,43.

Для отношения $Co \cdot 10^3 : Mg$ характерно направленное уменьшение от гранитоидов главной фазы (0,35) к образованиям дополнительной фазы (0,20) и жильной серии (0,07). Причем наблюдаемые величины этого коэффициента пропорциональности в лейкократовых гранитах боровского комплекса намного ниже наблюдавшихся Санделлом и Голдичем (0,66).

Учитывая высказывавшиеся рядом исследователей (Н. В. Белов, Л. В. Таусон) предположения о возможном связывании Mo и W в структурах плагиоклазов в связи с особенностями строения их электронных оболочек, нами рассмотрено изменение отношения $Mo \cdot 10^5 : (Ca+N)$, $W \cdot 10^4 : (Ca+Na)$ в ряду дифференциатов боровского интрузивного комплекса. Оказалось, что величины первого показывают слабые отличия в поведении и варьируют в пределах 1,00—1,44 в интрузивах основной и дополнительной фаз. Существенные отличия этого коэффициента наблюдаются в жильных мелкозернистых гранитах, где значение его повышается в 2,5—3 раза (3,21). Последнее, очевидно, объясняется тем, что здесь молибден находится не только в форме изоморфного рассеяния, но образует собственные минеральные формы (по данным шлихового анализа в этих породах встречается крупночешуйчатый молибденит). В дайках диорит-порфиритов коэффициент $Mo \cdot 10^5 : (Na+Ca)$ имеет минимальное значение (0,38), что объясняется значительным понижением уровня концентраций молибдена в них. Поведение же отношения $Mo \cdot 10^5 : (K+Na)$ аналогично рассмотренному выше.

При рассмотрении отношения $W \cdot 10^4 : (Ca+Na)$ в серии гранитоидов боровского комплекса можно отметить некоторые особенности. Для интрузивов главной фазы — Боровского и Зерендинского — значения отношения близки (—0,41 и —0,48 соответственно). Слабое повышение отмечается для гранитоидов Жукейского массива (0,64). В обоих интрузивах дополнительной фазы величина рассматриваемого отношения возрастает почти вдвое (0,95 и 0,95) по сравнению с интрузиями главной фазы. В жильных образованиях значения коэффициента понижаются до 0,64 в мелкозернистых гранитах и до 0,21 в диорит-порфиритах. Наблюдаемое поведение рассматриваемого коэффициента, по всей вероятности, связывается с изменением режима щелочности в

интрузивах дополнительной фазы — площадным щелочным калиевым метасоматозом, имевшим место на территории Карабулакского и значительной части Зерендинского массивов, результатом которого явилось некоторое обогащение вольфрамом, молибденом, цирконием пород названных интрузий. Подобная картина наблюдается и по изменению отношения $K_2O : Na_2O$.

При изучении поведения связанных элементов — ниобия, вольфрама, циркония — по отношениям $Nb \cdot 10 : Zr$ и $W \cdot 10 : Zr$ можно отметить следующее. В интрузивах главной фазы — Боровском и Зерендинском — эти отношения довольно близки (1,68 и 1,43; 0,27 и 0,27 соответственно). Жукейский массив отличается повышенными значениями этих величин (2,20 и 0,37), приближаясь по этим характеристикам к массивам дополнительной фазы, где $Nb \cdot 10 : Zr = 2{,}76—2{,}44$, а $W \cdot 10 : Zr = 0{,}31—0{,}44$. Эта особенность Жукейского массива объясняется его несколько более высокой щелочностью по сравнению с другими массивами главной фазы, что отмечалось также при сопоставлении функций распределения химических элементов в интрузивах боровского комплекса.

Таким образом, в интрузиях с проявившимися в большей или меньшей степени явлениями калиевого метасоматоза наблюдается некоторое увеличение концентраций ниобия и вольфрама по сравнению с цирконием.

Отношение $Pb \cdot 10^3 : K$ достаточно устойчиво в пределах одной фазы (0,37 и 0,37 для массивов главной фазы и 0,68—0,57 — для массивов дополнительной фазы), но обнаруживает постепенное возрастание в последовательных дифференциатах.

Таким образом, проведенные исследования по корреляции и сопоставлению интрузивных образований боровского комплекса показывают полное сходство пород Боровского и Зерендинского массивов основной фазы внедрения, с одной стороны, и Карабулакского и Зерендинского массивов дополнительной фазы, с другой стороны, а также позволяют отметить некоторые специфические особенности пород Жукейского массива. Очевидно, на территории последнего проявились в какой-то степени процессы площадного метасоматоза, — подобные тем, которые имели место в массивах Карабулакском и Зерендинском, но по интенсивности были слабее и поэтому макроскопически не были отмечены.

Редкие и рассеянные элементы распределяются и концентрируются в горных породах разнофазных интрузивных массивов в зависимости от геолого-геохимических условий. Коэффициенты пропорциональности близких по своим физико-химическим свойствам элементов горных пород позволяют отметить степень миграционной активности этих элементов и решить некоторые генетические впросы.

Рассматривая поведение того или иного химического элемента в различных по возрасту и составу породах комплексов, в каждом конкретном случае можно установить закономерности связи

с тем или иным породообразующим элементом и с изменением валового химического состава пород. При этом изменения коэффициентов пропорциональности малых и редких химических элементов позволяют выяснить также вопросы поведения элементов-примесей на разных стадиях процесса кристаллизации изверженной породы и при различных геологических условиях ее формирования (например, при гибридно-ассимиляционных явлениях в эндоконтактных зонах интрузивов и т. д.).

В связи с этим было проведено сопоставление поведения элементов-примесей в зависимости от содержания главных компонентов в крыккудукском гранодиоритовом синорогенном и боровском гранитном субплатформенном комплексах и определены изменения их поведения от комплекса к комплексу и от фазы к фазе внутри комплекса.

Рисунки 33 и 35 иллюстрируют поведение главных и некоторых акцессорных и рудных элементов в указанных комплексах пород. Здесь количество данного элемента нанесено на диаграмму по модифицированному методу Ларсена по отношению к $[(\frac{1}{3}\,Si+K)—(Ca+Mg)]$*, предложенному Ноккольдсом (Ноккольдс и Аллен, 1958). Ларсен выражает содержание указанных элементов в форме окислов и суммирует железо с кальцием и магнием. Но в этом случае оказывается невозможным удовлетворительным образом представить обогащенность железом различных пород. Предложенный же Ноккольдсом метод дает более легкую основу для сравнения различных типов горных пород. Использование этого метода позволяет рассмотреть вопросы закономерностей распределения различных групп породообразующих, рудных, редких и рассеянных химических элементов при дифференциации магм, контаминированных в результате явлений ассимиляции и гибридизма (крыккудукский комплекс), и гранитоидных магм нормального ряда (боровский комплекс).

В настоящее время считают, что процессы дифференциации являются главными при кристаллизации крупных магматических очагов гранитоидов «чистой магматической линии» (Таусон, 1961). При кристаллизации же интрузий ассимиляционного генезиса ведущими должны быть уже не процессы дифференциации, а гибридизма, по своей сути противоположные дифференциации. Естественно, что закономерности геохимической истории редких и других элементов предполагаются в этом случае также отличными от тех, которые свойственны гранитоидам «чистой линии».

Как показывают исследования И. Д. Рябчикова (1965), комбинированные коэффициенты распределения для редких и рассеянных элементов могут сильно меняться в ходе кристаллизации вследст-

* В последующем выражение $[(\frac{1}{3}\,Si+K)—(Ca+Mg)]$ будем обозначать через Ф.

вие изменения температуры, состава расплава, составов минералов, пропорций, в которых минералы выделяются из расплава, прекращения выделения одних минеральных фаз и начала кристаллизации других (вследствие реакционных взаимоотношений между ними).

В ходе кристаллизации гранитной магмы, состав которой близок к эвтектике (Tuttle, Bowen, 1958), перечисленные факторы варьируют незначительно, и комбинированные коэффициенты распределения должны оставаться приблизительно постоянными. В связи с этим прохождение концентраций малых элементов через экстремум (или излом) при переходе от более ранних дифференциатов к более поздним для комагматических серий гранитных пород является маловероятным.

В многофазных гранитных интрузивах содержания малых элементов, как правило, монотонно возрастают или убывают от более ранних фаз к поздним, если мы рассматриваем собственно магматические стадии, не затронутые процессами постмагматического изменения. Это иллюстрируется сводкой по распределению различных малых элементов (рис. 32) по фазам Сусамырского и Калбинского батолитов по данным Л. В. Таусона (1961) и Е. Б. Знаменского (1957 г., 1958).

Линейное изменение концентраций элементов-примесей при кристаллизационной дифференциации крупных гранитоидных интрузий Шотландии наблюдалось также Р. Ноккольдсом и Р. Алленом (1958).

При кристаллизации гибридизированных магм вследствие колебаний температуры и изменения состава магмы величины коэффициентов распределения микрокомпонентов должны несколько варьировать, что может привести к прохождению концентраций через максимум или появлению излома на кривой поведения элемента на отдельных стадиях процесса.

Породы *крыккудукского гранодиоритового комплекса* образовались из магмы, богатой железом и магнием, которая ассимилировала разные количества вмещающих пород, и довольно широко варьируют в составе. Поведение различных химических элементов в ходе процесса дифференциации крыккудукского магматического плутона — с увеличением функции $\Phi=[(\frac{1}{3}\mathrm{Si}+\mathrm{K})-(\mathrm{Ca}+\mathrm{Mg})]$ — приведено на диаграммах рис. 33.

Натрий. В рассматриваемой серии пород содержание натрия возрастает примерно линейно по направлению к кислым дифференциатам, причем нарастание концентраций в ранних фазах идет несколько быстрее, чем в более поздних.

Калий. Калий в породах комплекса находится в подчиненных количествах по отношению к натрию. Поведение концентраций калия с увеличением функции Ф аналогично натрию, однако нарастание содержаний в конечных членах ряда происходит более рез-

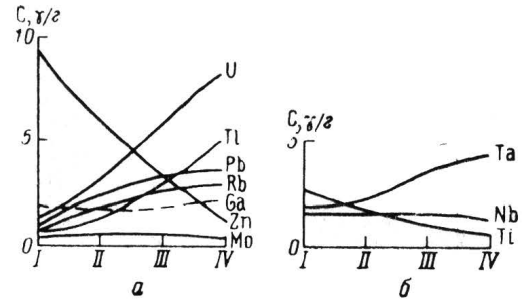


Рис. 32. Распределение редких и рассеянных элементов по фазам гранитных интрузивов (по И. Д. Рябчикову, 1965):

а — Сусамырский батолит (Центральный Тянь-Шань); *б* — Калбинский массив (Восточный Казахстан). Римские цифры по оси абсцисс соответствуют последовательности интрузивных фаз. Размерность: Ti — 10^3 γ/г; Tl, Pb, Rb, Ga, Zn, Nb — 10 γ/г; Ta, U, Mo — γ/г

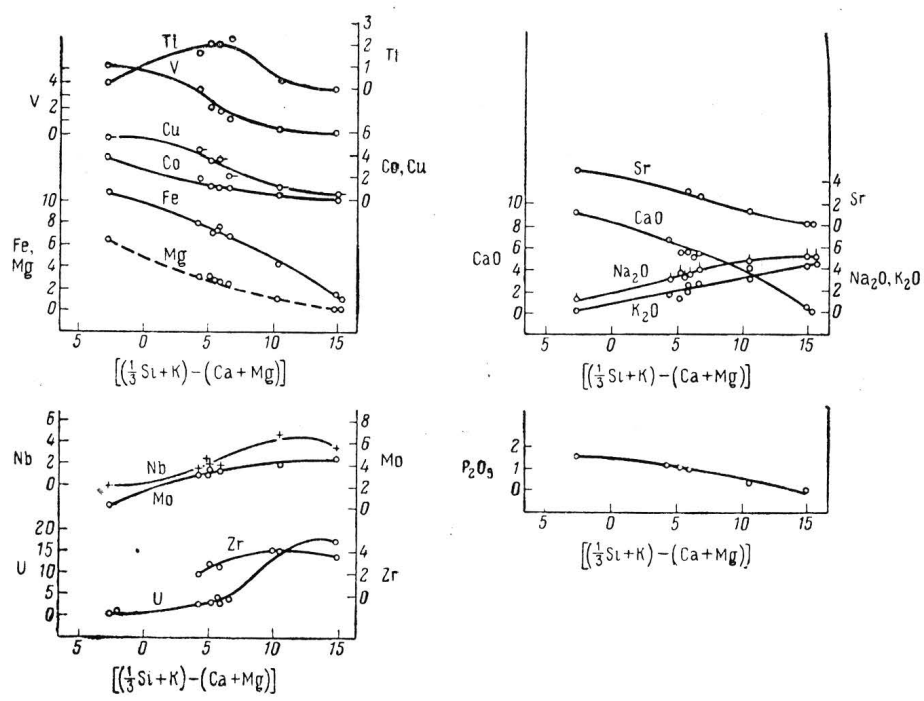


Рис. 33. Изменения содержаний Fe, Mo, CaO, Na_2O, K_2O, P_2O_5, Sr, Co, Cu, V, Ti, Nb, Mo, Zr, U в гранитоидах крыккудукского комплекса в зависимости от функции $[(\frac{1}{3}\mathrm{Si}+\mathrm{K})-(\mathrm{Ca}+\mathrm{Mg})]$.

Размерность (вес. %): Co, Cu,—10^{-3}%; V, Sr — 10^{-2}%; Nb, Zr — 10^{-4}%; Mo, U — 10^{-5}%; Ti, P_2O_5 — 10^{-1}%; Mg, Fe, CaO, Na_2O, K_2O — %.

ко, в связи с чем в крайних кислых дифференциатах соотношения натрия и калия примерно равны.

Кальций и стронций. Содержания кальция в последовательных образованиях крыккудукского комплекса практически линейно уменьшаются с увеличением значения функции Ф. Причем, как следует из диаграммы (см. рис. 33), если в породах ранних стадий кристаллизации CaO значительно преобладает над K_2O и Na_2O, то с ходом дифференциации это соотношение меняется и в образованиях дополнительной фазы кривая CaO опускается ниже K_2O и Na_2O, приближаясь к пределу чувствительности анализа.

Стронций уменьшается в крыккудукском комплексе подобно кальцию с увеличением значения Ф, но кривые для CaO и Sr несколько расходятся при увеличении кислотности. Это различие может быть объяснено удалением стронция ранее кристаллизовавшимися минералами, особенно плагиоклазами, так как в кальцийсодержащих железо-магниевых минералах стронция очень мало (Nockolds, Mitchell, 1948; Остафийчук, 1964). С другой стороны стронций входит в некоторые калийсодержащие минералы, и поэтому можно предполагать его концентрацию в ранних калишпатах, в связи с чем убывание стронция в поздних дифференциатах крыккудукского комплекса происходит менее интенсивно, чем кальция. Относительное обогащение пород стронцием в процессе эволюции магмы в направлении от ранних к поздним дифференциатам отмечали также К. Турекьян и Дж. Калп (1959) и В. И. Герасимовский (1958).

Железо, магний, кобальт. Железо и магний обнаруживают постоянное уменьшение с увеличением функции Ф, причем для железа это уменьшение происходит линейно. Концентрация магния в крайних кислых членах падает почти до нуля, что обусловливает повышение их железистости. Кривая кобальта аналогична кривой магния, поскольку, как указывалось, кобальт тесно ассоциирует с магнием в ходе процесса кристаллизации.

Титан, ванадий, медь. Кривая титана имеет отчетливо выраженный максимум. В более основных сильно гибридизированных породах комплекса концентрации его низки, повышаются они в гранитоидах главной фазы и снова понижаются в кислых членах серии. Кривая ванадия проходит, наоборот, через слабый максимум у основного наиболее гибридизированного «конца» серии, а затем неуклонно падает, причем падение кривой от максимума довольно быстрое. Поведение меди подобно ванадию, однако уменьшение концентраций при увеличении кислотности пород происходит резче. Наблюдаемое в этих случаях прохождение кривых через экстремум (максимум для ванадия и меди и минимум для титана в крайних гибридизированных членах ряда) может быть связано с кристаллизацией в условиях сильно изменяющихся коэффициентов распределения.

Ниобий, цирконий. Поведение ниобия и циркония примерно одинаково. Концентрации их незначительны в породах главной

фазы, нарастают, достигая максимума, в породах дополнительной фазы и обнаруживают тенденцию к уменьшению в крайних кислых дифференциатах. Последнее можно объяснить тем, что на самых последних стадиях кристаллизации очага гранитоидной магмы может происходить значительное понижение температуры и некоторое изменение состава магмы вследствие накопления летучих в остаточном расплаве. В этих условиях величины коэффициентов распределения микрокомпонентов несколько варьируют, что, как считает И. Д. Рябчиков (1965), может привести к прохождению концентрации малых элементов через максумум или минимум. Весьма вероятной причиной немонотонного поведения элементов-примесей может явиться также отделение от силикатного расплава флюидной (жидкой или газообразной) фазы.

Молибден, уран. Содержания молибдена и урана ничтожны в крайних гибридизированных членах крыккудукского комплекса (поскольку процессы гибридизма обусловливают исключительное рассеяние редких элементов), затем нарастают с возрастанием функции Ф. Причем для молибдена это нарастание происходит полого, а для урана довольно резко вследствие его высокого сродства с кислородом, так что наиболее кислые дифференциаты обогащаются ураном примерно в 4—5 раз больше по сравнению с породами главной фазы.

Фосфор. Главным носителем фосфора в исследуемых породах является акцессорный апатит. С увеличением кислотности пород в последовательных дифференциатах наблюдается спад его содержаний.

Таким образом, рассмотрев изменение содержаний химических элементов в связи с дифференциацией первоначально гибридизированной магмы крыккудукского плутона, можно прийти к некоторым заключениям.

1. В результате ассимиляции вмещающих железисто-магнезиальных пород магма крыккудукского плутона обогащается заимствованными из них компонентами — железом, магнием, ванадием, кобальтом, медью.

2. В процессе последующей дифференциации, уже в пределах камер плутона, происходит направленное линейное изменение главных породообразующих компонентов — Fe, Mg, CaO, Na_2O, K_2O — в зависимости от увеличения функции Ф, т. е. процесс дифференциации идет в обычном направлении в сторону увеличения кислотности и повышения щелочности.

Линейное изменение всех главных элементов в зависимости от функций Ф наблюдалось также Р. С. Ноккольдсом при исследовании гибридных пород долерит-гранитного состава из района Сатакунта (Финляндия). Правда, эта особенность была получена только по четырем анализам горных пород, в связи с чем им был поставлен вопрос: типично ли подобное линейное изменение для пород гибридного генезиса, или это случайность? Учитывая полученные нами данные по каледонским гранитоидам крыккудукско-

го комплекса, найденную зависимость для петрогенных элементов можно считать одним из признаков генетической связи магматических серий пород, имеющей характер закономерности.

3. Элементы-примеси (Ti, V, Cu и др.) являются более чувствительными индикаторами физико-химических условий образования горных пород. Поведение их обнаруживает некоторые специфические черты — прохождение концентраций через экстремум

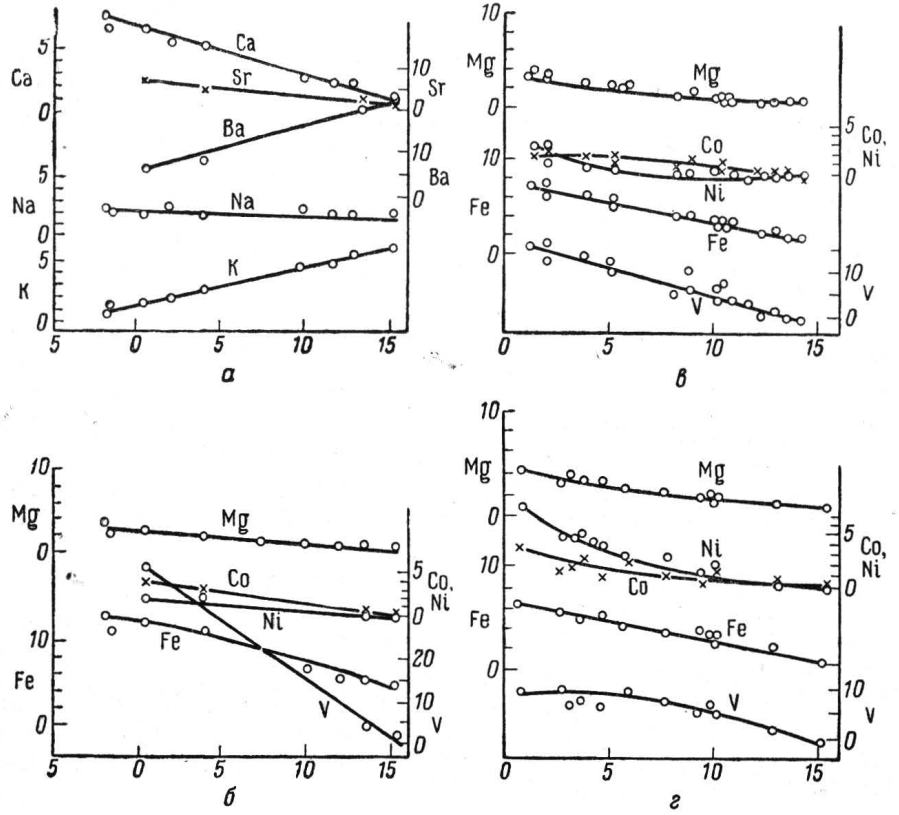


Рис. 34. Изменения содержаний Fe, Mg, Ca, Na, K, Ba, Sr, Co, Ni, V в гибридных породах Сатакунта (*а*, *б*), в батолите Южной Калифорнии (*в*) в каледонидах Шотландии (г) в зависимости от функции $[(\frac{1}{3}\overline{\text{Si}}+\text{K})-(\text{Ca}+\text{Mg})]$, по Ноккольдсу и Аллену (1958).

Размерность (вес. %): Fe, Mg, Ca, Na и K — %; Ba, Sr — 10^{-2}%; Co, Ni и V — 10^{-3}%.

на определенных стадиях кристаллизации пород ассимиляционно-гибридного генезиса.

4. Сопоставление приведенных диаграмм поведения главных и рассеянных элементов в процессе кристаллизации крыккудукского плутона с диаграммами поведения тех же элементов в дифференциатах батолита Южной Калифорнии и в серии каледонид Шотландии, приведенных Ноккольдсом и Алленом (1958), показывает определенное сходство (рис. 34).

Некоторые исследователи (М. А. Абдулкабирова, М. А. Жуков) пытались представить образование гранитоидов крыккудукского типа как результат гранитизации первоначально габбровой магмы, которая в момент и после кристаллизации подвергалась переработке щелочными растворами. Однако представляется весьма неправдоподобным, чтобы группы горных пород, показывающих такое сходное изменение, образовались совершенно различным путем.

Граниты *боровского комплекса*, формировавшиеся в условиях разломных структур, отличаются от крыккудукских синорогенных гранитоидов значительным постоянством химического состава, повышенными концентрациями кремнекислоты, глинозема, щелочей и меньшими содержаниями железа, магния, кальция.

Поведение некоторых главных породообразующих компонентов и элементов-примесей в процессе дифференциации гранитов боровского комплекса приведено на диаграммах (рис. 35) относительно функции Ф. Их анализ позволяет отметить следующее.

Железо, магний, кобальт, никель, медь. Эти элементы в процессе дифференциации гранитоидной магмы боровского комплекса ведут себя одинаково — их содержание постоянно уменьшается с возрастанием значения Ф, причем это уменьшение происходит более полого, чем в крыккудукских гранитоидах. Содержания никеля понижаются более круто, чем кобальта, раньше достигая предела чувствительности анализа. Очевидно, здесь имеет место установленная рядом исследователей закономерность изменения соотношения между кобальтом и никелем в сторону некоторого преобладания кобальта (при ничтожных абсолютных значениях обоих) в крайних кислых дифференциатах. Кривая меди наиболее резко снижается до малых величин в более поздние стадии.

Кальций. Кальций в породах рассматриваемого комплекса содержится в подчиненных количествах по отношению к калию и натрию. Концентрации его быстрее падают при кристаллизации начальных фаз, затем постепенно и почти линейно снижаются до весьма низких величин в последние фазы кристаллизации.

Калий, натрий. Калий в породах заметно преобладает над натрием. Обе кривые ведут себя сходно, показывая увеличение содержаний с возрастанием величины Ф. Однако это увеличение не линейно — на обеих кривых рисуются слабые максимумы. Нетипичное для развития нормальных гранитоидов появление экстремумов объясняется наложением площадного щелочного метасоматоза на породы интрузивов дополнительной фазы внедрения, нарушающих монотонное повышение щелочности при кристаллизации многофазного боровского плутона. Приведенная диаграмма довольно наглядно показывает эти отклонения от нормального хода процесса.

Ниобий, вольфрам, цирконий. Содержания этих элементов увеличиваются сначала медленно, затем проходят че-

рез максимум при тех же значениях Ф, что и для K, Na, и снижаются в самых кислых дифференциатах, оставаясь выше по величине по сравнению с образованиями главной фазы. Как известно, зависимость активности компонентов от химизма среды является одним из факторов, контролирующих разделение элементов в ходе природных процессов. Уменьшение коэффициента ак-

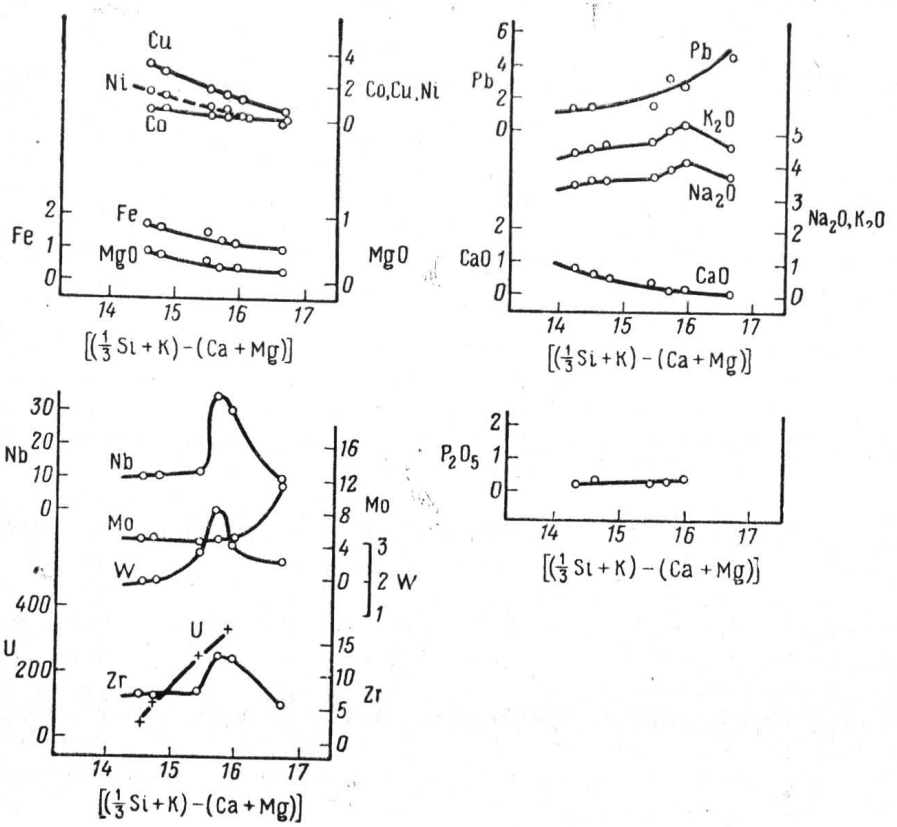


Рис. 35. Изменения содержаний Fe, MgO, CaO, Na_2O, K_2O, P_2O_5, Co, Cu, Ni, Nb, W, Zr, Mo, U, Pb в гранитоидах боровского комплекса в зависимости от функции $[(\frac{1}{3}Si+K)-(Ca+Mg)]$.

Размерность (вес. %): Co, Cu, Ni, Pb — 10^{-3}%; Zr, W,Nb — 10^{-4}%; Mo, U — 10^{-5}%; P_2O_5 — 10^{-1}%: Fe MgO, CaO, Na_2O, K_2O — %.

тивности микрокомпонента, при прочих равных условиях, способствует его накоплению, а увеличение этой величины действует в противоположном направлении. Согласно теории кислотно-основного взаимодействия (Коржинский, 1959), увеличение кислотности среды вызывает увеличение активности более кислых компонентов по сравнению со щелочными, а увеличение щелочности среды оказывает обратный эффект. В силу этого увеличение щелочности среды интрузивов дополнительной фазы боровского комплекса привело к накоплению таких элементов, как Nb, W,

Zr. Проявление наложенных метасоматических процессов, таким образом, обусловливает появление экстремумов на кривой поведения концентраций рассматриваемых элементов. Поскольку монотонный характер возрастания концентраций редких элементов в процессе кристаллизационной дифференциации нормальных гранитоидов не вызывает сомнений, то, зная ход процесса в начальной и конечной точках, легко по диаграмме представить масштабы «избыточного» накопления исследуемых элементов в результате проявившихся процессов наложенного площадного щелочного метасоматоза.

Молибден, уран. Молибден в отличие от рассмотренных выше элементов не обнаруживает тенденции к увеличению с ростом функции Ф, сохраняя примерно равный уровень в образованиях главной и дополнительной фаз, и резко возрастает лишь в самом конце кислой серии пород. Такой ход изменения подчеркивается и отношением Mo: (Ca+Na), приведенным ранее.

Уран при росте функции довольно резко увеличивается, причем наклон кривой более крутой, чем в породах крыккудукского комплекса. Содержание урана в породах поздних дифференциатов по сравнению с ранними повышается в 5—6 раз.

Свинец. Свинец обнаруживает постоянное возрастание с увеличением значения Ф, особенно отчетливое при переходе к конечным стадиям процесса.

Фосфор. Содержание фосфора в породах боровского комплекса очень низкое. Фиксируется он в основном в виде апатита, реже монацита и ксенотима. Зависимость его содержаний от изменения величины Ф не обнаруживается.

Таким образом, сопоставляя закономерности поведения различных групп химических элементов в процессе формирования гранитоидов двух разновозрастных комплексов — крыккудукского синорогенного и боровского субплатформеннного — можно сделать следующие выводы.

1. Намечаются определенные специфические особенности в поведении некоторых элементов, особенно рудных и редких, и в то же время существует ряд общих черт в изменении концентраций основных породообразующих элементов.

Так, для обоих интрузивных комплексов характерно плавное монотонное понижение в процессе дифференциации, т. е. с ростом функции $[(\frac{1}{3}Si+K)-(Ca+Mg)]$, таких компонентов, как железо, кальций, магний, кобальт, никель. Однако для боровского комплекса наблюдаемый спад концентраций более пологий, так как породы комплекса характеризуются меньшими колебаниями состава, более узким температурным диапазоном формирования, меньшим изменением режима кислотности, что обусловило менее интенсивные условия для разделения микрокомпонентов в ходе кристаллизации.

2. Содержание извести и щелочей в породах этих комплексов

разнится, но в обоих наблюдаются почти линейное уменьшение концентраций кальция в ходе дифференциации и возрастание щелочности.

3. Более молодые гранитоиды боровского комплекса, формировавшиеся в условиях разломных структур, отличаются повышенной железистостью и щелочностью. В то же время содержание фосфора в платформенных боровских интрузивах ниже, чем в крыккудукских.

Плавный ход кривых изменения концентраций главных и некоторых малых элементов в процессе дифференциации гранитоидов крыккудукского типа подтверждает комагматичность рассматриваемых плутонов, образование их из одного магматического очага, давшего контаминированную магму в результате ассимиляции вмещающих эффузивно-осадочных толщ ордовика, перемещенную к поверхности земли тектоническими процессами. Появление экстремумов концентраций ряда элементов — Ti, V, Cu — обусловливается изменением кислородного режима и в связи с этим сильным изменением коэффициентов распределения некоторых микрокомпонентов в наиболее гибридизированных членах комплекса, что подтверждается также изменением в них минерального баланса титана, ванадия, меди (см. главу II).

Сопоставление отдельных комагматичных интрузивов крыккудукского комплекса с помощью статистических критериев показывает отличие функций распределения концентраций рудных элементов в массивах, с которыми связаны собственные проявления этих элементов.

Проведенные исследования иллюстрируют также зависимость поведения микрокомпонентов от изменения физико-химических условий кристаллизации, в первую очередь от режима кислотности — щелочности (повышение или понижение концентраций некоторых редких элементов в крайних кислых членах дифференциации, увеличение концентраций в условиях наложенного щелочного метасоматоза и др.).

Исследование поведения ниобия, вольфрама и циркония в процессе дифференциации боровского комплекса в зависимости от функции Ф доказывает, что наблюдаемое значительное повышение содержаний этих элементов в Карабулакском и дополнительной фазе Зерендинского массива не является следствием процесса дифференциации, как это можно было предположить при рассмотрении характеристик распределения этих элементов, а явно отражает проявление наложенных процессов метасоматоза, в частности увеличения концентраций K, Na, подтверждением чему может служить появление экстремумов на кривых поведения Nb, W и Zr в том же интервале значения Ф.

Положение точек, характеризующих концентрацию этих элементов в породах Жукейского массива, на изломе кривой Ф подтверждает ранее высказанное предположение о «переходном» его характере между интрузивами главной и дополнительной фаз боровского комплекса.

V. О МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ РАЙОНА

В учении о рудных полезных ископаемых в последние годы широко обсуждается проблема связи эндогенных месторождений с магматизмом, условий, причин и особенностей проявления этой связи.

В этой проблеме внимание исследователей привлекли многочисленные данные о генетической и пространственной связи некоторых месторождений со специализированными магматическими образованиями. Установление последних нередко служит надежным поисковым критерием при прогнозной оценке различных районов, поэтому, несмотря на противоречивость взглядов и представлений о металлогенической специализации магматических тел, вопросам выяснения ее причин, характера проявлений и признаков уделяется значительное внимание.

Представление о металлогенической специализации магматических пород развивали в своих работах В. И. Вернадский, С. С. Смирнов, А. Г. Бетехтин, Ю. А. Билибин, Г. Д. Афанасьев, В. С. Коптев-Дворников, Х. М. Абдуллаев, Ф. В. Вольфсон, И. Г. Магакьян, Е. Т. Шаталов, Л. В. Таусон, И. Х. Хамрабаев, В. Л. Барсуков, В. В. Ляхович, А. А. Беус и др. В понятие «металлогеническая специализация» исследователями вкладывается различный смысл.

Так, В. С. Коптев-Дворников и М. Г. Руб (1964) под геохимической (и металлогенической) специализацией понимают такие особенности поведения в горных породах элементов-примесей, когда их средние содержания превышают кларковые. В то же время И. М. Сморчков (1964), признавая количественную сторону рассматриваемого понятия, неменьшую роль отводит способности магмы генерировать рудное вещество в соответствующих условиях. Металлогеническая специализация магмы, по И. М. Сморчкову, — это способность магматических расплавов к рудообразованию, т. е. наличие такой совокупности факторов, которые обусловливают дифференциальное перемещение вещества в магматических камерах, концентрирование рудных компонентов в отдельных уча-

стках этих камер, а также отчленение рудного вещества от силикатного расплава. Такая трактовка рассматриваемого понятия способна, как отмечает И. М. Сморчков, объяснить не только генетическую, но и парагенетическую связь между рудными месторождениями и магматическими породами. К последней точке зрения очень близки взгляды С. Д. Туровского (1968), который понимает под металлогенической специализацией такие особенности первичного магматического источника, которые в процессе магматической и кристаллизационной дифференциации приводят к возникновению и отделению рудоносных отщеплений и формированию при благоприятной геологической обстановке рудопроявлений полезных ископаемых.

Это различие представлений о металлогенической специализации магматических образований от чисто количественного понятия до признания главенствующей роли условий и процессов, создающих специализацию магм, замыкается определением в сборнике («Обзор геологических понятий и терминов...», 1963), где под металлогенической специализацией магмы понимается «совокупность процессов, приводящих к образованию из начальной магмы в ходе ее эволюции отдельных интрузивных комплексов с присущими им минеральными комплексами и рудными формациями».

Существуют отличия взглядов и на причины специализации. В. С. Коптев-Дворников и М. Г. Руб (1964) к первичным причинам специализации гранитоидов относят особенности химизма пунктов сиаля, в которых возникала палингенная магма, процессы каманационной дифференциации и явления гибридизма, а ко вторичным — наложение поздне- и послемагматических процессов. Последним Л. В. Таусон (1961, 1968) и др. отводят решающую роль.

Разнообразие точек зрения на сущность и причины специализации магм в значительной степени обусловлено многообразием этих причин, различным характером проявлений специализации, неясностью многих вопросов генезиса магмо- и рудообразования.

В. С. Коптев-Дворников, М. Г. Руб, Е. Т. Шаталов (1964) по времени и способу возникновения различают специализацию, связанную с петрохимическими особенностями исходных магм, ассимиляционную специализацию (глубинную и местную) и специализацию, возникшую в результате процессов дифференциации магм. По характеру и масштабам проявления они выделяют сквозную (унаследованную) и частичную специализации, а также локальные положительную и отрицательную (негативную) специализации. Помимо этого, В. В. Ляхович (1967, 1968), С. Д. Туровский (1968), А. В. Рабинович (1960) на основании изучения акцессорных минералов и элементов в гранитоидах устанавливают комплексную минералого-геохимическую специализацию.

Одним из основных признаков металлогенической специализации магматических пород считается существенное превышение содержания рудообразующих элементов над кларком для данного

типа пород. С использованием указанного признака, как известно, доказана связь месторождений бора, фтора, олова, вольфрама, бериллия, ниобия, тантала, редких земель, в некоторых случаях — свинца и некоторых других элементов с гранитоидами и щелочными образованиями, а также магматических месторождений никеля, кобальта, хрома, меди, титана, железа, платиноидов и др. с основными и ультраосновными интрузиями.

Величина превышения концентрации рудных или редких элементов в специализированных телах разными исследователями принимается различной: от 2—3 до десятков и более раз.

И. Х. Хамрабаев (1964), вслед за В. Н. Лодочниковым (1957) и некоторыми другими исследователями, считает возможным к специализированным относить магматические тела с резко пониженным «уровнем» концентраций некоторых, особенно подвижных, рудообразующих элементов (явление «полярности», по Лодочникову, 1957). Г. С. Дзоценидзе, Г. А. Твалчрелидзе (1967) формулируют даже правило: чем ниже содержание малого элемента в магматических формациях, тем больше вероятность, что с этими формациями могут быть связаны постмагматические месторождения именно данного элемента и, наоборот, что, по нашему мнению, может быть скорее исключением, чем правилом, и касается преимущественно некоторых метасоматически измененных пород и связанных с ними месторождений.

При анализе металлогенической специализации многие исследователи обращают особое внимание на распределение породообразующих и акцессорных минералов, а также на содержание в них элементов-примесей.

При повышении содержания какого-либо элемента-примеси до определенного уровня (различного для разных элементов) в магматическом расплаве возникает самостоятельная акцессорная минерализация. Однако, как указывает В. В. Ляхович (1968), количество рудных акцессорных минералов в гранитах зависит не только от первичной обогащенности гранитных магм рудными элементами, но и от количества и состава породообразующих минералов, способствующих или, наоборот, препятствующих концентрации рудных и редких элементов. Это прежде всего относится к таким минералам-носителям, как биотит (для лития, ниобия, олова, цинка и др.), плагиоклаз (для вольфрама, молибдена, бора), калиевый полевой шпат (для бора, свинца). Если большая часть элементов-примесей сосредоточивается в породообразующих минералах, то это приводит к резкому снижению содержания соответствующих акцессорных минералов. Перспективность данного магматического образования снижается. И, наоборот.

На основании термодинамических принципов, оценивающих поведение микроэлемента в фазах равновесий гетерогенной системы (Рябчиков, 1963) и устанавливающих прямую пропорциональность между концентрацией микроэлемента в расплаве до начала его кристаллизации и концентрацией элемента во флюидной фазе,

отделяющейся от магмы в процессе фракционной дистилляции или ликвации, А. А. Беус (1968) приходит к выводу о том, что в жидких или газообразных отщеплениях, а также в продуктах кристаллизации (минералах) магм, отличающихся повышенной концентрацией рудного элемента, также должны наблюдаться относительно высокие его содержания. При этом в процессе фракционной кристаллизации наиболее высокие содержания микроэлемента должны быть приурочены к самым поздним (остаточным) порциям расплава. В связи с этим автор считает, что породы, образовавшиеся из расплавов с высокими содержаниями рудных элементов, должны отличаться повышенными концентрациями этих элементов, по крайней мере по отношению к отдельным минералам.

Обобщая существующие к настоящему времени взгляды на причины и признаки металлогенической специализации магматических образований, можно сделать следующие выводы.

1. Металлогеническая специализация магматических образований представляет собой одно из характерных проявлений потенциальной рудоносности магм, указывающих на особенности их состава и условий формирования пород, а также процессы, приводящие к экстракции рудного вещества, его переносу или перераспределению и возможному концентрированию в благоприятной обстановке в виде рудных месторождений. В связи с этим под металлогенической специализацией следует понимать специфические особенности состава, распределения, ассоциаций и форм нахождения рудообразующих и связанных с ними элементов, являющихся следствием проявления первичной неоднородности вещества глубинных зон Земли и процессов, приводящих к мобилизации, перераспределению и миграции (в пространстве и времени) рудного вещества.

Металлогеническая специализация магматических тел, в которых образуются собственно магматические месторождения, может прямо указывать на их рудоносность. В том же случае, когда магмы или магматические тела служат лишь генератором рудного вещества, мигрирующего во вмещающие породы, металлогеническая специализация может служить только указанием на источник рудного вещества.

2. Причины металлогенической специализации весьма разнообразны. Они обусловлены структурно-тектоническими условиями и особенностями строения и состава конкретных участков земной коры, составом магм и условиями их кристаллизации и дифференциации, насыщенностью летучими и особенностями их отделения от магм, взаимодействием магм, их дериватов и флюидов с вмещающими породами, свойствами рудообразующих соединений и др.

Это многообразие причин специализации определяет широту ее признаков. Однако в связи с конвергентностью геологических явлений, особенно касающихся гранитоидного магматизма, основное значение в проявлении тех или иных признаков специализации имеют конкретные геологические условия формирования магматических образований. В связи с этим можно выделить определенные группы признаков специализации, имеющие генетическое и поисковое значение:

а) резкое повышение или понижение содержания рудообразующих и связанных с ними элементов как в породах, так и в минералах-носителях, а также изменение количества рудных акцессорных минералов по отношению к региональному фону или неизмененным породам массивов;

б) усиление неравномерности распределения в породах массивов содержания рудных элементов или минералов;

в) насыщенность пород летучими, а также резкое изменение содержания подвижных элементов (щелочных, галлоидных);

г) наличие корреляционной связи между рудными и летучими или подвижными элементами;

д) проявление грейзенизации, калишпатизации, пегматитообразования и других метасоматических процессов;

е) изменение состава акцессорных минералов в породах с преобладанием рудных минералов, а также изменение состава и содержания элементов-примесей в них;

ж) уменьшение содержания породообразующих минералов-носителей рудных элементов по сравнению с неизмененными породами или породами главных фаз комплекса;

з) существенное изменение физических свойств пород (плотности, пористости, радиоактивности, магнитной восприимчивости);

и) наличие явных региональных и локальных тенденций в распределении рудообразующих, летучих и связанных с ними элементов, а также рудных акцессорных минералов.

Представление о характерных ассоциациях химических элементов в породах крыккудукского комплекса с учетом уровней их средних содержаний по отношению к кларку для гранитоидов дает рис. 36.

Одним из способов выяснения геохимической специализации является использование периодической системы Менделеева для выделения характерных ассоциаций химических элементов для каждого комплекса.

Рисунок 36 дает в развернутом виде картину распространения исследуемых химических элементов в гранитоидах последовательных фаз внедрения крыккудукского комплекса, позволяет выделить группы и характерные ассоциации элементов с учетом уровня концентраций по отношению к кларку для данного типа пород.

Из рис. 36 следует, что для ассоциации химических элементов, распространенных в крыккудукских гранитоидах в надкларковых количествах, характерны такие парагенетические ряды элементов с различными химическими свойствами: Mg, Ca — типичные металлы второй группы системы Менделеева; Sc, Ti, V, Cr, Mn —

металлы четного четвертого ряда, обладающие отчетливыми металлическими свойствами; Fe, Co, Ni, Cu, Zn — металлы восьмой группы и нечетных рядов первой и второй групп.

Из них магний, железо и кальций являются петрогенными элементами и входят в кристаллические решетки амфиболов, ос-

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
H																H	He
Li	Be	B	C	N	O											F	Ne
⊘Na ● ●	●Mg ● ⊘	○Al ○ ○	○Si ○ ○	○P ○ ○											S	Cl	Ar
⊘K ⊘ ●	●Ca ● ⊘	●Sc ○	○Ti ⊘ ⊘	⊘V ● ⊘	Cr	●Mn ⊘ ⊘	●Fe ● ⊘	●Co ● ⊘	●Ni ⊘ ⊘	●Cu ⊘ ⊘	●Zn ⊘ ⊘	Ga	Ge	As	Se	Br	Kr
Rb	○Sr ⊘ ⊘	Y	⊘Zr ⊘ ⊘	⊘Nb ⊘ ⊘	⊘Mo ⊘ ⊘	Te	Ru	Rh	Rd	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	J	Xe
Cs	Ba	TR	Hf	Ta	W	Re	Os	Ir	Pt	Au	Hg	Tl	⊘Pb ⊘ ●	Bi	Po		Rn
	Ra	Ac	⊘Th ⊘ ⊘	Pa	⊘U ⊘ ⊘												

Рис. 36. Геохимическая таблица элементов крыккудукского интрузивного комплекса.
В каждом квадратике вверху слева показаны средние концентрации в гранитоидах главной фазы, внизу слева — средние концентрации в гранитах дополнительной фазы, внизу справа — средние концентрации в дайках первого этапа. Черным обозначены концентрации выше кларкового, штрихами — ниже кларкового, белым — кларковые для кислых пород (по А. П. Виноградову).

новного плагиоклаза, а также в состав акцессорных минералов. Существенную роль в последних играют Ti, Cr, Mn (титаномагнетит, ильменит, сфен, апатит); ряд элементов-примесей — Sc, Co, Ni, Zn — изоморфно замещают петрогенные элементы в железисто-магнезиальных силикатах и рудных минералах. Группа редкометальных и радиоактивных элементов — Zr, Nb, Mo, Th, U — находятся в рассматриваемых образованиях в угнетенных количествах, в концентрациях ниже кларковых.

Анализ распределения содержаний химических элементов по фазам крыккудукских гранитоидов показывает закономерное снижение Ca, Mg, Fe и их элементов-спутников в последующих по времени образования дополнительной фазе и жильной серии. Масштабы изменения их концентраций и некоторых других характеристик распределения — дисперсии и асимметрии (эксцесс обнаруживает малые и незакономерные колебания и поэтому не рассматривается) — приведены на рис. 37, 38, 39. В гранитоидах главной интрузивной фазы Ca, Mg, Fe содержатся в количествах, более чем втрое, а Co, Cu, V — в 2—4 раза превышающих кларковые. В гранитах дополнительной фазы комплекса концентрации этих элементов в 1,4—2 раза выше кларка. Таким образом, налицо факт унаследования последними как характерных ассоциаций элементов, так и надкларковых количеств их, несмотря на

направленное понижение концентраций в более молодых образованиях в результате процессов дифференциации.

С интрузиями крыккудукского комплекса связаны рудопроявления Fe, Co, Cu. Это позволяет утверждать, что и поздне- и по-

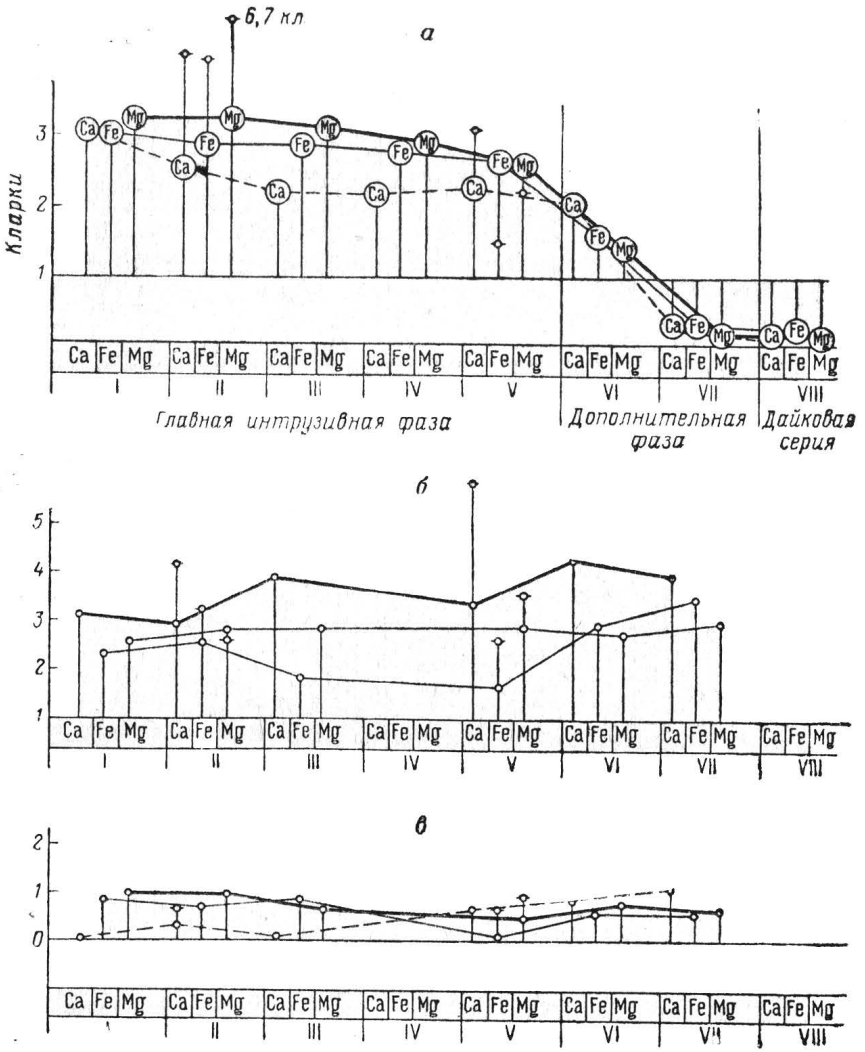


Рис. 37. Изменение концентраций *(а)*, дисперсий *(б)* и коэффициентов асимметрии *(в)* распределения содержаний кальция, железа и магния в интрузивах крыккудукского комплекса:
I — Крыккудукский массив; II — Аккудукский массив; III — Ащикольский массив; IV — Северо-Восточный Атансорский массив; V — Западно-Атансорский массив; VI — Черняховский массив; VII — Кольцевая интрузия; VIII — жильные мелкозернистые граниты

слемагматические образования комплекса, в том числе и рудопроявления, наследуют геохимические особенности собственно интрузивных фаз.

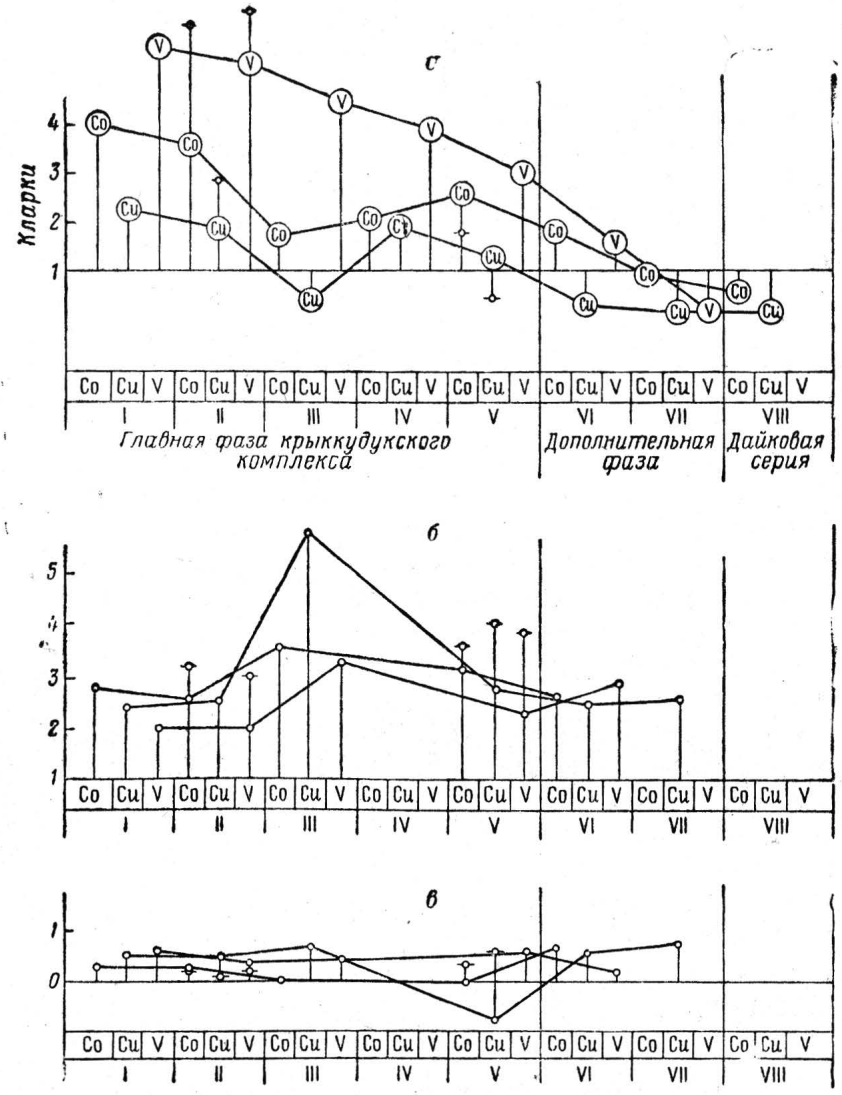


Рис. 38. Изменение концентраций *(а)*, дисперсий *(б)* и коэффициентов асимметрии *(в)* распределения содержаний кобальта, меди и ванадия в интрузивах крыккудукского комплекса.

Обозначения массивов см. рис. 37.

Присутствие «негранитной» ассоциации химических элементов (Ca, Mg, Fe, Co, Cu, V и др.) имеет гибридное происхождение и связано с процессами глубинной ассимиляции вмещающих эффузивно-осадочных толщ ордовикского возраста, что отчетливо проявлено во всех дифференциатах крыккудукского интрузивного комплекса.

Влиянием ассимиляционно-гибридных процессов объясняются также высокие значения дисперсий концентраций этих элементов и коэффициентов асимметрии распределения (см. рис. 37—39, *б, в*).

Процессы ассимиляции оказывают существенное влияние не только на распределение химических элементов в магматических породах, но и на образование месторождений.

Н. Ф. Аникеевой (1964) установлена следующая закономерность. Если ассимиляция магмой вмещающих пород отделена от ее кристаллизации значительным промежутком времени, то вследствие процессов дифференциации магматические породы приобретут в отношении слагающих их петрогенных и акцессорных химических элементов уравновешенный состав. При быстром же застывании магмы после ассимиляции могут возникнуть контаминированные магматические породы, в которых содержание химических элементов будет в той или иной степени отражать состав ассимилированных вмещающих пород. В этом случае интенсивные процесы ассимиляции могут привести к образованию магматических или постмагматических месторождений, не свойственных по своему составу первоначаль-

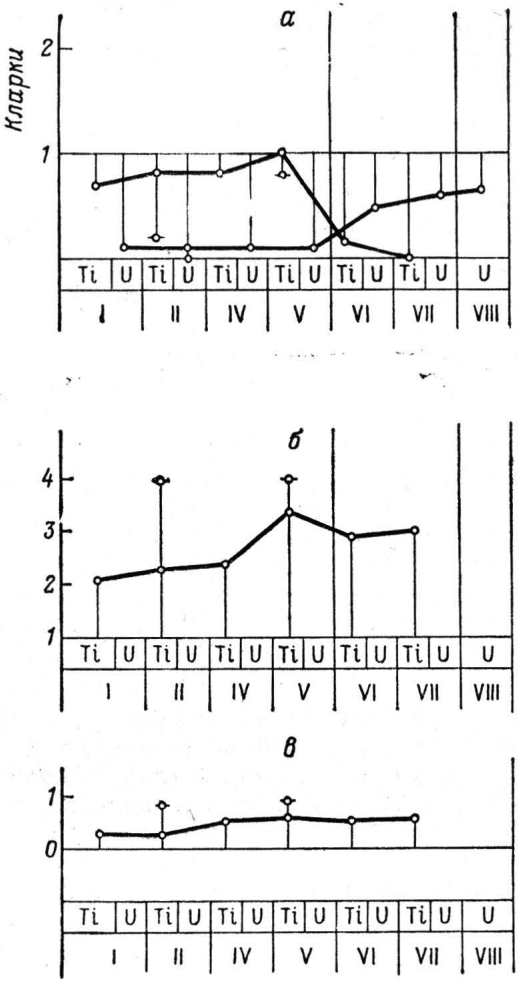


Рис. 39. Изменение концентраций *(а)*, дисперсий *(б)* и коэффициентов асимметрии *(в)* распределения содержаний урана и титана в интрузивах крыккудукского комплекса.

Обозначения массивов см. рис. 37.

ному типу магмы и возникших благодаря поглощению магмой постороннего материала.

Отмеченное в рассматриваемом районе унаследование дополнительными интрузиями характерных ассоциаций элементов гибридизированных пород главных интрузивных фаз является свидетельством сближенности их по времени формирования, что можно считать благоприятным критерием их рудогенерирующей способности.

Однако, как уже неоднократно подчеркивалось, потенциальная рудоносность магмы в виде ее первичной геохимической специализации не всегда реализуется в форме месторождений. Непременным условием для этого является благоприятное сочетание тектонических факторов с момента «вызревания», по терминологии К. А. Власова (1961), магматических расплавов. В противном случае произойдет не концентрация вещества в виде рудных тел, а его равномерное рассеяние по всей массе интрузивного тела. Другим условием является достаточное содержание в магматическом расплаве летучих — они обеспечивают полноту «экстракции» элементов.

По петрохимическим данным между интрузивами главной фазы крыккудукского комплекса — Аккудукским, Крыккудукским, Ащикольским, Западно-Атансорским и Северо-Восточным Атансорским — устанавливается тесная связь. Однако рудопроявления Fe, Co, Cu ассоциируют только с двумя из них — Западно-Атансорским и Ащикольским, становление которых происходило в условиях крупных, неоднократно подновлявшихся тектонических зон — Тлегенской и Атансорской (Заика-Новацкий, 1963).

Существенное значение имело также развитие в этих зонах явлений ассимиляции вмещающих эффузивно-карбонатных толщ (Сергийко, 1962; Молявко, 1967), а также последующего наложенного K — Na-метасоматоза (Семенов, 1961). Все это, вместе взятое, привело к изменению подвижности и выносу Fe и других, связанных с ним элементов (Co) и концентрации их в благоприятных структурно-литологических зонах в виде рудных тел.

Заслуживает внимания также факт относительного понижения средних содержаний кобальта, железа и меди в указанных массивах при относительно высоких значениях положительной асимметрии и дисперсии распределения этих элементов (Толстой, Остафийчук, 1965).

Учитывая структурное положение Западно-Атансорского массива и тот факт, что масштабы понижения концентраций кобальта и меди растут в направлении видимого контакта, можно предположить, что понижение среднего уровня концентраций кобальта, меди и в меньшей степени железа на небольших площадях развития пород, вскрытых современным уровнем среза, объясняется тем, что мы имеем дело с краевыми зонами интрузивов. Последнее подтверждается также наличием ксенолитов вмещающих пород во всем объеме выходящих на дневную поверхность и вскрытых

скважинами магматических пород. Это подтверждает мнение ряда исследователей (Лодочников, 1957; Конюк, 1960; Коптев-Дворников, Руб, 1960) о возможности формирования некоторых (контактово-метасоматических) рудопроявлений за счет заимствования рудного вещества из эндоконтактов гранитоидных массивов при их взаимодействии с вмещающими (главным образом карбонатными) породами.

Приведенные данные, таким образом, свидетельствуют о следующем.

1. В вещественном составе магматических, позднемагматических и послемагматических образований крыккудукского комплекса устанавливается непрерывная минералого-геохимическая преемственность и взаимообусловленность. Закономерные ассоциации химических элементов, преобладающие в магматических породах, соответствуют по своему составу приуроченным к этим же типам пород месторождениям полезных ископаемых. Это позволяет утверждать о соответствии характера металлогении облику геохимической специализации крыккудукских гранитоидов.

2. Геохимические особенности последовательных дифференциатов крыккудукского гранодиоритового комплекса отчетливо определяются отрицательной специализацией по редким элементам и сквозной положительной специализацией ассимиляционного типа по Ca, Mg, Fe, Mn, V, Co, Ni, Cu, приобретенной в результате глубинного гибридизма за счет вмещающих пород.

3. Отчетливо прослеживаются условия, способствующие реализации потенциальной рудоносности интрузий в виде определенных рудопроявлений, генетически с ними связанных: а) интенсивные процессы ассимиляции вмещающих эффузивно-осадочных, особенно эффузивно-карбонатных толщ; б) напряженная тектоническая обстановка, приуроченность рудопроявлений к узлам пересечения тектонических зон, разломов; в) развитие послемагматических изменений пород.

В гранитоидах боровского интрузивного комплекса концентрируются следующие парагенетические ряды химических элементов: Ba, Na, K — типичные металлы первой и второй групп; Zr, Nb, W, Th, U — металлы четных шестого, восьмого и десятого рядов, обладающие отчетливыми металлическими свойствами; Pb, Sn — амфотерные элементы третьей и шестой группы (рис. 40).

Калий и натрий входят в состав калиевого полевого шпата и кислого плагиоклаза. Барий изоморфно замещает калий в калишпате, в котором также часто присутствует изоморфный свинец. В составе биотита, кроме калия, из рассмотренных элементов иногда содержатся рубидий, цезий, барий. Торий и уран входят в состав акцессорных минералов — монацита, циркона, апатита и сфена.

Из рис. 40—43 видно, что в породах главной фазы боровского комплекса фиксируется ассоциация химических элементов, свой-

ственная кислым породам нормальных гранитных комплексов (W, Mo, Pb, Th, U), а в образованиях дополнительной фазы — элементы, характерные для комплексов гранитоидной щелочной формации (Zr, Nb, TR) и нормальных гранитных комплексов (W, Th, U, Pb).

Интрузивы дополнительной фазы внедрения не образуют собственно щелочных разностей пород в магматическую стадию. Породы этой фазы, по составу приближающиеся к щелочным

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
H																H	He
Li	Be	B	C	N	O											F	Ne
○Na ●○	⊘Mg ⊘⊘	○Al ○○	○Si ○○	○P ○○											S	Cl	Ar
●K ●●	⊘Ca ⊘⊘	○Sc ○	○Ti ○○	○V ○○	Cr	○Mn ○○	⊘Fe ⊘⊘	○Co ○○	○Ni ○○	○Cu ○○	○Zn ○○	Ga	Ge	As	Se	Br	Kr
Rb	○Sr ○○	Y	⊘Zr ⊘⊘	⊘Nb ●⊘	⊘Mo ⊘●	Te	Ru	Rh	Pd	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	J	Xe
Cs	Ba	TR	Hf	Ta	●W ●●	Re	Os	Ir	Pt	Au	Hg	Tl	○Pb ●●	Bi	Po		Rn
	Ra	Ac	○Th ●○	Pa	○U ●●												

Рис. 40. Геохимическая таблица элементов боровского интрузивного комплекса.
Условные обозначения см. рис. 36.

(альбитизированные, микроклинизированные граниты, граносиениты), возникают в результате щелочного метасоматоза нормальных гранитов под воздействием послемагматических растворов высокой щелочности, происхождение которых остается в настоящее время не вполне ясным (Апельцын, Гинзбург, 1694).

Лейкократовые, насыщенные глиноземом и натрием, граниты массивов этой фазы — Карабулакского и Зерендинского — обычно состоят из натриевого ортоклаза, кислого плагиоклаза, кварца, богатого железом биотита. Из акцессорных минералов в разных соотношениях встречаются циркон, колумбит, магнетит и ильменит, монацит, ксенотим и флюорит. Многие из перечисленных акцессориев, вероятно, связаны с автометасоматическими процессами, наиболее ярко проявленными в альбитизации калиевого полевого шпата и мусковитизации биотита. В ранние стадии метасоматоза образуется обильный циркон, позднее — несколько генераций колумбита, часто торит, иногда редкоземельные танталониобаты.

С интрузиями подобного типа в районе исследований связываются редкометальные рудопроявления формации замещенных альбитизированных пород и мелкие рудопроявления кварцево-жильной и грейзеновой формаций (Mo).

Граниты боровского интрузивного комплекса в целом характеризуются сквозной геохимической специализацией по K, W, Th,

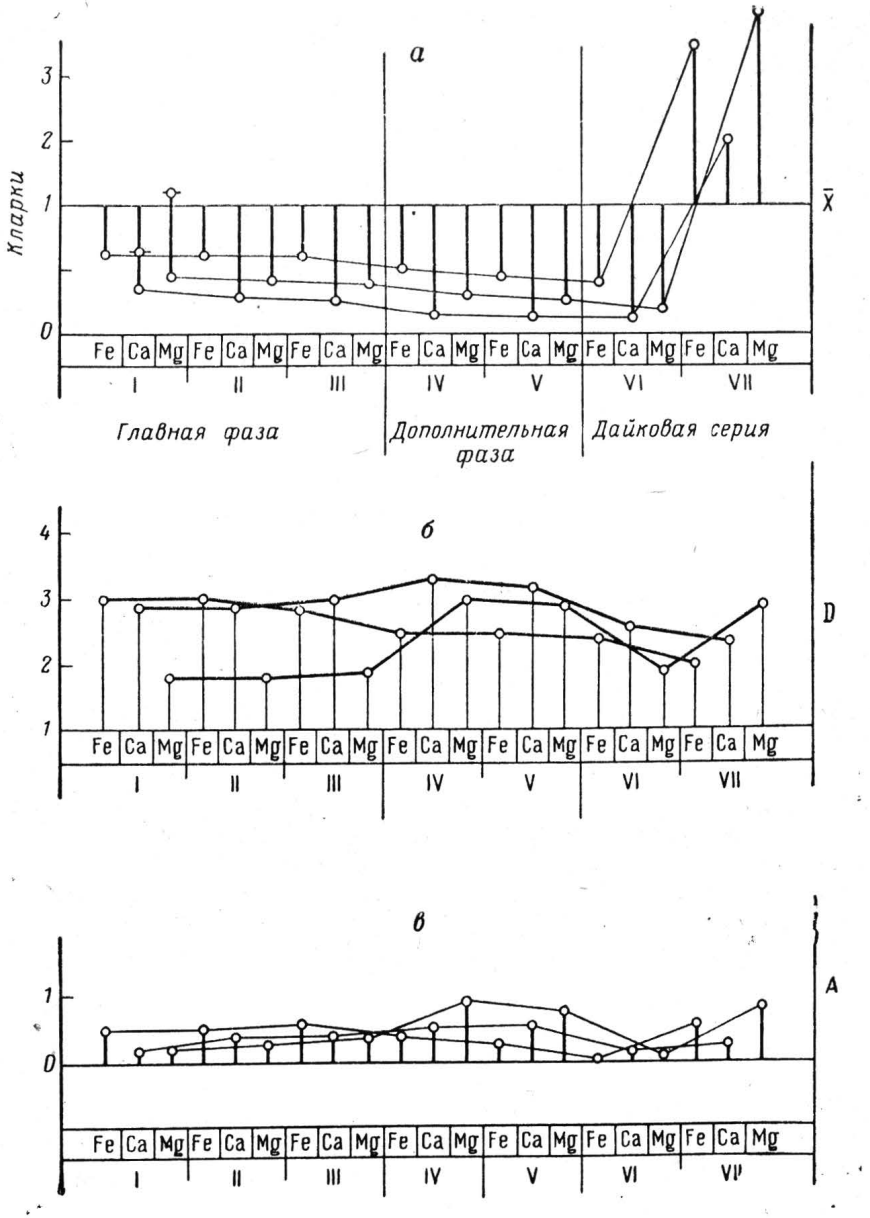


Рис. 41. Изменение концентраций (*а*), дисперсий (*б*) и коэффициентов вариации (*в*) распределения содержаний железа, кальция и магния в интрузивах боровского комплекса:

I — Боровской массив; II — Зерендинский массив (граниты главной фазы внедрения); III — Жукейский массив; IV — Карабулакский массив; V — Зерендинский массив (граниты дополнительной фазы); VI — жильные мелкозернистые граниты; VII — диорит-порфириты

U, Pb и частичной — для интрузивов дополнительной фазы — по Nb, Ta, TR. По петрохимическим и геохимическим данным граниты пересыщены кремнеземом, глиноземом, богаты щелочами и обеднены магнием, железом, известью. Явления гибридизма в них развиты слабо.

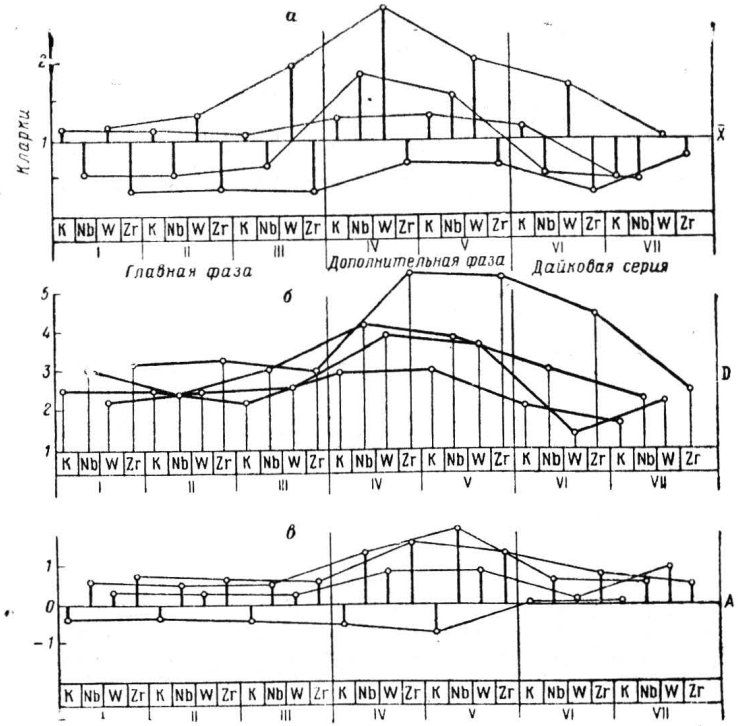


Рис. 42. Изменение концентраций (*а*), дисперсий (*б*) и коэффициентов вариации (*в*) распределения содержаний калия, ниобия, вольфрама, циркония в интрузивах боровского комплекса.
Обозначения массивов см. рис. 41.

Данные по изучению параметров распределения концентраций исследуемых элементов, приведенные на рис. 41—43, наглядно демонстрируют рост дисперсий и коэффициентов асимметрии распределения содержаний химических элементов в метасоматически измененных гранитоидах дополнительной фазы боровского комплекса, что является одним из отличительных признаков последних.

Проведенные исследования позволили выявить ряд геолого-структурных, минералого-петрографических, акцессорно-минеральных и геохимических критериев и признаков, указывающих на связь редкометального оруденения с гранитоидами боровского типа. К их числу можно отнести:

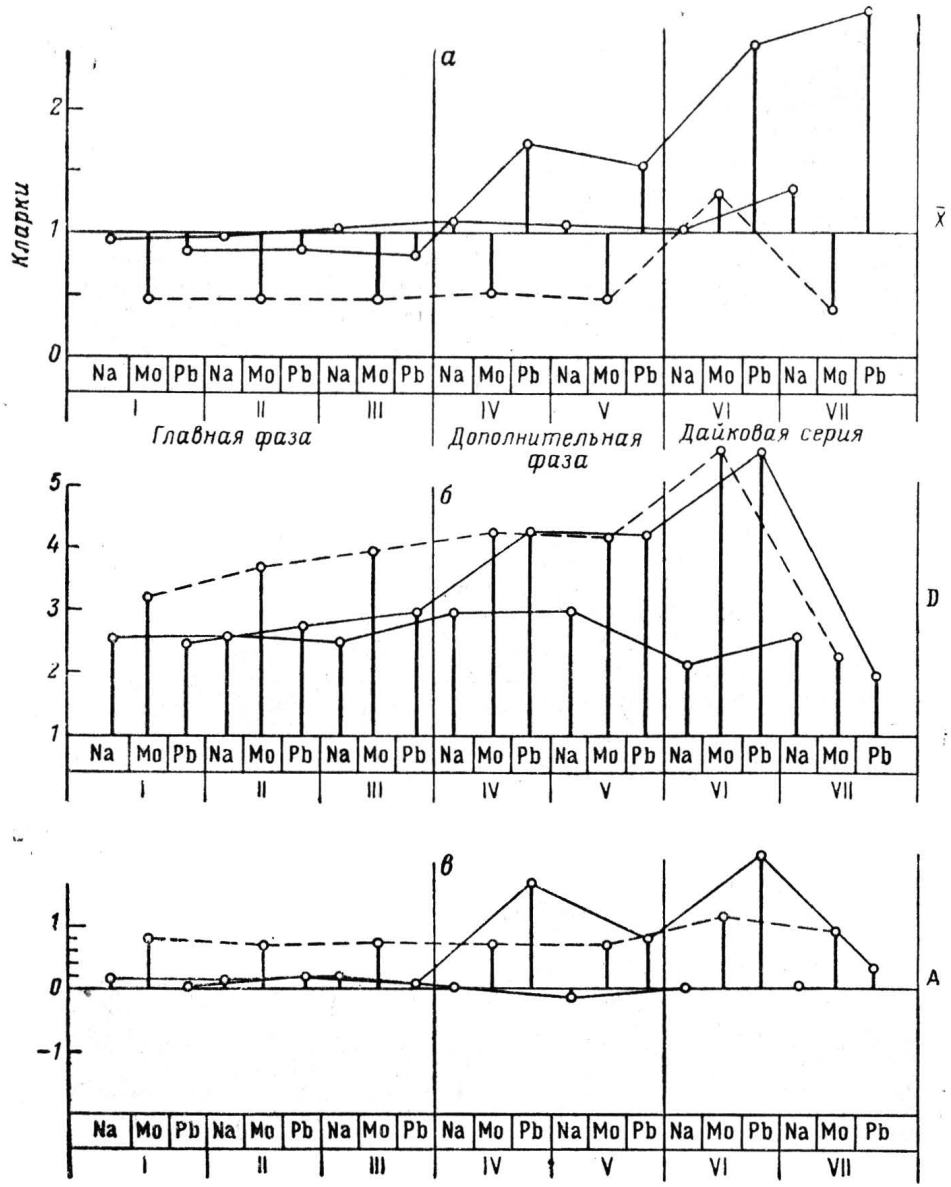


Рис. 43. Изменение концентраций (*а*), дисперсий (*а*) и коэффициентов вариации (*в*) распределения содержаний натрия, молибдена, свинца в интрузивах боровского комплекса.
Обозначения массивов см. рис. 41.

1) приуроченность интрузий к завершающим этапам развития тектоно-магматической зоны и формирование их в гипабиссальных условиях;

2) широкое проявление пневматолитовых и гидротермальных процессов (альбитизация, грейзенизация, образование кварцевых жил и прожилков) при отсутствии признаков гибридизма пород;

3) постепенный переход биотитовых лейкократовых гранитов к аляскитам;

4) присутствие в качестве акцессорных минералов циркона, колумбита, флюорита, часто минералов редких земель (монацита, ксенотима);

5) отсутствие или резко пониженное количество основных концентраторов редких элементов (сфена, биотита, апатита и др.);

6) повышенное содержание в породах Nb, Ta, TR, W, U.

Таким образом, из указанной общей оценки особенностей распределения химических элементов в гранитоидах Северного Казахстана, имеющих отношение к установлению их специализации, можно сделать (с учетом имеющихся данных по геологии и металлогении этой территории) следующие выводы.

1. Известные рудопроявления региона, как правило, генетически и пространственно связаны со специализированными интрузиями.

2. Специализация интрузий независимо от принадлежности к комплексам проявляется у интрузий или их фаций, сформированных в отличных от неспециализированных интрузий тектонических, литолого-фациальных и иных ситуациях, а также при проявлениях соответствующих процессов (гибридизм, метасоматоз и др.).

Среди основных критериев образования специализированных интрузий региона можно отметить: для крыккудукского комплекса — напряженную тектоническую обстановку формирования магматических тел, приуроченность их к крупным тектоническим разрывам, размещение интрузий среди карбонатных и осадочно-вулканогенных пород, относительно глубинные условия формирования; для боровского комплекса — приуроченность интрузий к завершающим этапам развития тектоно-магматической зоны, гипабиссальные условия формирования и относительно спокойные условия кристаллизации пород, способствующие дифференциации магм и более полной экстракции рудных элементов.

К факторам, способствующим образованию специализированных интрузий, можно отнести:

а) для крыккудукского комплекса: интенсивную ассимиляцию осадочно-вулканогенных пород; проявление процессов щелочного метасоматоза;

б) для боровского комплекса: широкое проявление автометасоматических и позднемагматических процессов (в частности, щелочного метасоматоза); обогащение пород летучими (в частности, фтором); относительная бедность пород темноцветными

минералами (в частности, биотитом) и минералами-концентраторами редких элементов (сфена, апатита и др.).

3. Специализация в исследуемых интрузивных комплексах проявляется в ряде взаимосвязанных признаков. Петрохимическая специализация магматических образований создает определенную геохимическую (в частности, сквозную) специализацию, поскольку предопределяет распределение элементов-примесей в породообразующих минералах. Геохимическая специализация (прежде всего частичная) сопровождается минералогической специализацией и т. д.

Конкретные проявления (признаки) геохимической специализации в рассматриваемых комплексах различаются между собой, что отражает особенности состава, происхождения и условий формирования пород.

Так, сквозная специализация для крыккудукского комплекса проявляется по железу, кальцию, магнию и ванадию и отражает ассимиляцию магмой вмещающих осадочно-вулканогенных пород. В то же время для боровского комплекса она проявляется по вольфраму, торию и калию и имеет первичномагматический характер (вероятно, за исключением калия).

Также отличен и характер проявления частичной (и локальной) специализации некоторых интрузий этих комплексов: в крыккудукском — медь и кобальт (Атансорский и Ащикольский массивы), а в боровском — ниобий, цирконий, уран, редкие земли (для дополнительных фаз Зерендинского и Карабулакского массивов).

4. Дополнительными признаками специализации рассматриваемых гранитоидов является достаточно резкое увеличение оценок дисперсии и коэффициента асимметрии распределения ряда элементов. Помимо этого для специализированных интрузий боровского комплекса характерным следует считать увеличение содержания рудных элементов, а для эндоконтактных зон крыккудукского — понижение.

Указанная общая оценка металлогенической специализации региона послужила основанием для постановки комплексных поисково-геохимических и петрофизических исследований одного из районов рассматриваемой территории, в пределах которой размещалась специализированная интрузия крыккудукского комплекса. Исследования включали литохимическую и петрофизическую съемку масштаба 1 : 50 000 развитых здесь коренных пород, сопровождаемую пешеходной бета-гамма-съемкой. По данным проведенных исследований (Толстой, 1964) была построена схема аномальных концентраций и эндогенных геохимических ореолов химических элементов, дополненная сведениями о распределении магнитной восприимчивости и общей радиоактивности пород (рис. 44). Анализ этой схемы позволяет отметить, что, с одной стороны, наблюдается перераспределение химических элементов, связанное со становлением интузивных массивов, а с другой —

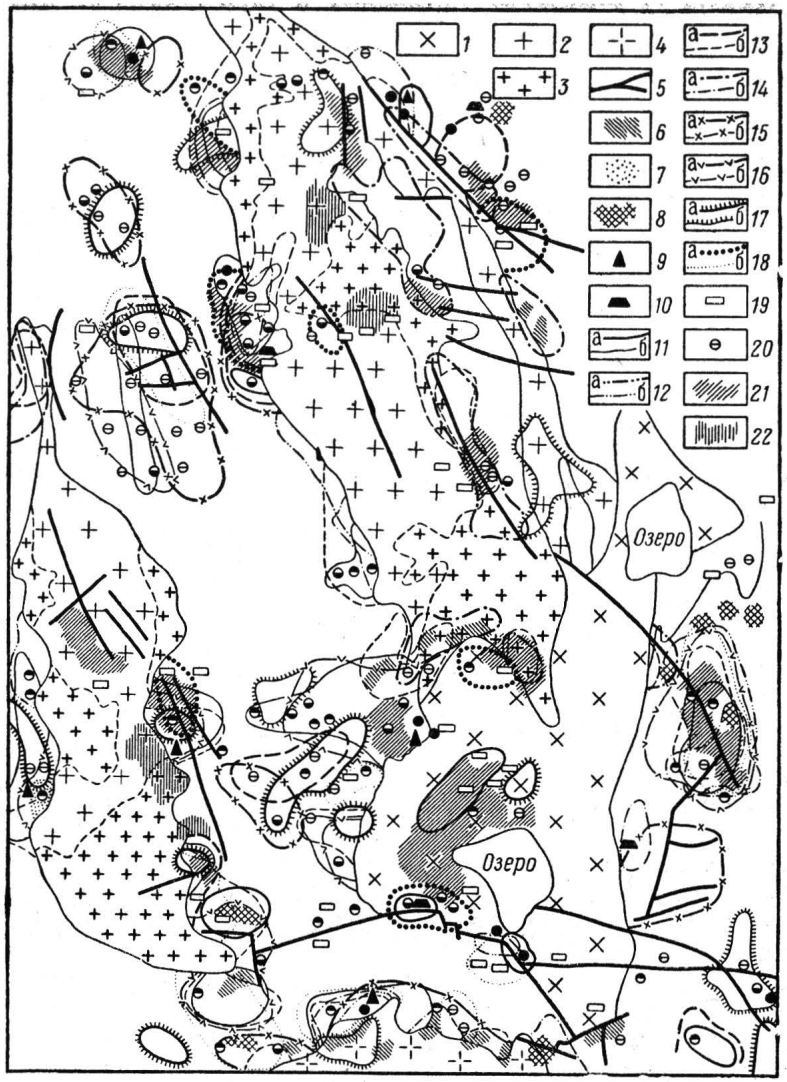


Рис. 4. Схема аномальных концентраций и эндогенных геохимических ореолов химических элементов района:

1 — первая интрузивная фаза, серые среднезернистые биотит-роговообманковые граниты, гранодиориты, тоналиты, диориты; *2—4* — вторая интрузивная фаза: *2* — граниты розовые среднезернистые ровообманково-биотитовые, *3* — граниты розовые мелкозернистые аплитовидные, *4* — гранит-порфиры; *5* — тектонические нарушения; *6* — участки ороговикования; *7* — скарны; *8* — вторичные кварциты; *9—10* — рудопроявления; *9* — железа; *10* — меди; *11—18*— контуры геохимических ореолов (*а* — выше фона, *б* — ниже фона для данных пород): *11* — бария, *12* — ванадия, *13* — калия, *14* — натрия, *15* — иттрия, *16* — иттербия, *17* — циркония, *18* — меди; *19* — точки повышенных содержаний элементов полиметаллической группы — Cu (>0,01%), Pb, Mo (>0,005%), Zn (0,05%); *20* — точки повышенных содержаний элементов группы железа — Co, Cr, Ni (верхняя часть кружка пустая при содержаниях их от 0,005 до 0,01% и залитая при содержаниях более 0,01%) и магнитной восприимчивости (нижняя часть кружка пустая при значениях (1000—3000) 10^{-6} CGSμ и залитая при значениях >3000 · 10^{-6} CGSμ; *21* — участки повышенных значений магнитной восприимчивости; *22* — участки повышенных значений общей β-, γ-радиоактивности

проявление постмагматических процессов. Первое находит отражение в проявлении аномальных концентраций и ореолов рассеяния бария, стронция, марганца, ванадия, калия, натрия, ряда других элементов и магнитной восприимчивости, второе — в аномальных значениях и ореолах общей радиоактивности и ряда рудообразующих элементов. В характере рудных постмагматических проявлений в районе исследований можно выделить высокотемпературную и среднетемпературную формации. К первой, связанной преимущественно со скарнообразованием и окварцеванием вмещающих пород в экзоконтактах гранитоидов первой фазы, относятся проявления магнетитовой минерализации, повышенных концентраций никеля, хрома, кобальта. Ко второй, приуроченной в основном к зонам разломов, относятся повышенные концентрации свинца, цинка, серебра, меди, молибдена, урана. В ряде случаев эти формации накладываются друг на друга.

Наиболее интенсивные ореолы рассеяния располагаются в экзоконтакте Центрального массива. Они приурочены в основном к участкам эндогенных изменений вмещающих пород (скарны, вторичные кварциты, роговики). С формированием интрузивных массивов боровского комплекса также связано определенное перераспределение химических элементов в контактах и образование геохимических ореолов. Однако по сравнению с Центральным массивом они более локальны и в основном приурочены к тектоническим нарушениям. Характерно, что распределение повышенных концентраций рудных элементов высокотемпературной формации почти повсеместно укладывается в контуры эндогенных изменений пород и ореолы рассеяния химических элементов, тогда как повышеные концентрации элементов среднетемпературной формации, преимущественно тяготеющие к зоне тектонических нарушений, не всегда сопровождаются ореолами рассеяния химических элементов и участками метасоматической переработки пород. Это объясняется соответствующими отличиями условий миграции рудных элементов, характером взаимодействий послемагматических проявлений с вмещающими породами и имеет несомненное генетическое и поисковое значение.

Внимания заслуживают резкие повышения концентраций меди в ряде пунктов западной части Центрального массива. Приуроченность к ним ореолов рассеяния бария, марганца, калия, аномальных значений магнитной восприимчивости может служить признаком слепого оруденения, что в ряде случаев было подтверждено минералогическими исследованиями. Представляет поисковый интерес также зона экзоконтактов интрузивных массивов и тектонических нарушений с совмещенными проявлениями эндогенных изменений пород, ореолов рассеяния, аномальных концентраций элементов и значений физических свойств пород.

В ряде случаев проведенными исследованиями устанавливается местонахождение неглубоко залегающих интрузивных пород, не вскрытых современным эрозионным срезом. Это относится к пло-

щадям развития эндогенных ореолов и аномальных значений физических свойств пород в северо-западных и северо-восточных частях района. Возможно, такова же природа ореолов, находящихся между северным окончанием Западного массива и Северным массивом, у южного окончания Западного массива, на востоке от Центрального массива и др.

Таким образом, на основании приведенного систематического исследования количественных особенностей распределения ряда химических элементов и физических свойств в коренных горных породах района удалось не только подтвердить его общую перспективность, но и наметить участки поисковых работ, что по данным предыдущих исследований сделать было затруднительно.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе сделана попытка выяснить количественные особенности геохимического поведения широкого круга элементов (петрогенных, редких и рассеянных) в связи с особенностями геологического строения и эволюции двух характерных для Центрального Казахстана палеозойских гранитоидных комплексов — крыккудукского и боровского, характеризующих завершение орогенной фазы развития изучаемой территории.

В соответствии с этим были рассмотрены количественные закономерности распределения химических элементов в минералах и гранитоидных породах интрузивов и показано генетическое значение этих закономерностей, проведены геохимическое сопоставление и корреляция интрузивных образований района, оценены их геохимическая и металлогеническая специализации.

Наряду с решением этой основной задачи, которая может иметь определенное значение при обосновании региональных геохимических и металлогенических исследований и постановке поисковых работ на исследуемой и смежных территориях Центрального Казахстана, было проведено исследование возможности приложения некоторых методов математической статистики к обработке собранной количественной информации.

В связи с этим было показано, что распределение химических элементов в изверженных горных породах определяется условиями ее существования, ходом изменения концентраций элемента при формировании породы, сочетанием минералов-носителей и минералов-концентраторов элемента.

В случае, когда химический потенциал компонента не изменялся в процессе кристаллизации изверженной породы и элемент равномерно распределялся между составляющими породу минералами, статистически распределение его приближается к нормальному закону (Na_2O, Al_2O_3). Для элементов, потенциал концентрации которых меняется в ходе процесса, т. е. происходит разубоживание или накопление их содержаний, статистически характерны асимметричные распределения с положительной (CaO, MgO,

Fe) или отрицательной (K_2O, SiO_2) косостью, причем степень асимметрии определяется количеством минералов-носителей и контрастностью содержаний элемента в минерале-концентраторе и минерале-носителе.

При этом при кристаллизации гранитоидов «чистой линии» распределение петрогенных элементов часто хорошо описывается функциями типа нормальной и логнормальной. Элементы-примеси, тесно геохимически связанные с петрогенными элементами, часто наследуют распределение последних. Элементы же редкие и рудные, концентрирующиеся в основном в акцессорных и рудных минералах, характеризуются логнормальным распределением содержаний.

В породах, несущих признаки гибридизма или процессов метасоматоза, характер распределения компонентов существенно меняется и удовлетворительно не описывается ни гауссовой, ни логнормальной функциями.

Наиболее тесное приближение к наблюдаемому дает в этих случаях распределение Маркова (кривые Пирсон-1).

Нормальное и логнормальное распределения являются частным случаем распределения Маркова. В связи с этим последнее хорошо согласуется и с ранее описанными видами распределений, т. е. является как бы универсальной функцией для описания распределений химических элементов в изверженных породах, включая и отрицательно асимметричные.

Поскольку нормальная и логнормальная функции не ограничены в размахе, они могут служить в ряде случаев только более или менее удачным приближением к наблюдаемому распределению, марковская же функция (кривые Пирсона), ограниченная в своих колебаниях слева и справа, и в этом случае является более приемлемой.

В работе раскрывается геологический смысл некоторых статистических характеристик, в первую очередь дисперсии и коэффициента асимметрии содержаний при исследовании геохимического поведения элемента как на отдельных этапах, так и на протяжении всей истории формирования породы. В частности, рассмотрена связь изменения параметров статистического распределения содержаний компонента с изменением его мономинерального баланса, с изменением геолого-геохимических условий становления определенного объекта или отдельного тела.

В работе установлены и практически реализованы приемы корреляции интрузивных образований на основе статистических методов и в первую очередь путем сопоставления функций распределения химических элементов в определенных объектах.

Основные результаты исследований могут быть сведены к следующему.

1. При рассмотрении петрохимических особенностей исследуемых магматических комплексов в их эволюционном развитии было показано, что породы главной фазы крыккудукского комп-

лекса отличаются от средних типов соответствующих пород (по Ноккольдсу и Дэли) повышенной известковистостью, глиноземистостью и пониженной щелочностью. В зонах эндоконтакта в результате ассимиляции эффузивно-осадочных (особенно эффузивно-карбонатных) вмещающих толщ наблюдается понижение железистости как пород в целом, так и отдельных минералов (биотитов, роговых обманок). В породах дополнительной фазы направленно возрастает щелочность, железистость, уменьшается содержание извести и магнезии.

Граниты боровского комплекса почти не несут черт гибридизма, по составу они близки к среднему типу гранитов по Ноккольдсу. В образованиях же дополнительной фазы возрастают щелочность, количество кремнекислоты и железистости.

Таким образом, очевидно, что исходными магматическими расплавами в рассмотренных сериях пород являются пересыщенные кремнеземом магмы, близкие к гранитам. Основным механизмом образования пород калиевой серии боровского комплекса является механизм гравитационно-кристаллизационной дифференциации. Такой же способ образования можно предположить и для кальций-натриевой серии пород крыккудукского комплекса, хотя, по-видимому, для этих пород вероятен и механизм формирования гранитоидных коровых магм, предложенный Д. С. Коржинским (1959). Несомненно, что в формировании интузий крыккудукского комплекса немаловажную роль сыграли процессы ассимиляции осадочно-вулканогенных вмещающих пород, обусловившие их кальций-натриевую специализацию.

Конечным продуктом дифференциации гранитоидной магмы в обеих сериях являются лейкократовые граниты. Это указывает, что в ходе своей эволюции, вне зависимости от происхождения и характера дифференциации (с участием процессов ассимиляции или без них), образуются наиболее низкоплавкие магмы, богатые кремнеземом. Это подтверждает, что ведущую роль в формировании исследуемых гранитоидов занимает процесс кристаллизационной дифференциации.

В эволюции петрохимического состава пород серий можно различить фазовую и фациальную дифференциации. В обоих случаях прослеживается одинаковая тенденция развития, но при фазовой дифференциации образуются породы, более контрастные по составу.

На основе изучения особенностей количественного распределения петрогенных элементов в породах крыккудукского и боровского комплексов было показано, что характер распределения элементов и значения оценок параметров определяются в значительной степени особенностями формирования пород, степенью активности процессов гибридизма и метасоматоза.

Так, в образованиях первых гибридизированных фаз крыккудукского комплекса отмечаются повышенные значения дисперсии концентраций и коэффициентов асимметрии их распределения. По-

роды массивов дополнительной фазы боровского комплекса, на которые накладываются процессы площадного щелочного метасоматоза, также четко фиксируются высокими значениями в первую очередь дисперсии концентраций даже при незначительных колебаниях средних содержаний компонентов.

3. Детальное рассмотрение геохимического поведения и количественных особенностей распределения редких и рассеянных элементов в различных по возрасту и составу петрографических комплексах (крыккудукском и боровском), в каждом конкретном случае позволило установить закономерности связи их с тем или иным породообразующим элементом и с изменением валового химического состава пород и на этой основе систематизировать фактический материал.

4. Для всех изученных элементов были установлены региональные фоновые значения концентраций и выведены по достаточному числу определений значения оценок параметров распределения содержаний, которые могут быть использованы при последующих геохимических работах.

5. На основе подсчетов мономинеральных балансов для таких элементов, как барий, стронций, ванадий, марганец, кобальт, медь, титан, было найдено, что их поведение и распределение в процессах магматической дифференциации и кристаллизации пород, по-видимому, в большей степени определялись их кристаллохимическими связями с Mg, Fe^{2+} биотитов, амфиболов и в меньшей — участием в их истории летучих, заимствованных, в частности, из вмещающих эффузивно-карбонатных толщ при процессах гибридизма.

6. Исследованиями был установлен факт накопления значительных количеств меди породообразующими лейкократовыми минералами гранодиоритов главной фазы крыккудукского комплекса, что уточняет существующие представления о форме нахождения меди в минералах гранитоидов и позволяет выяснить причины специализации некоторых массивов и приуроченность к ним рудопроявлений меди.

7. В результате изучения поведения химических элементов установлены характерные их ассоциации для крыккудукского (Fe, Ca, Mg, Co, Cu, V) и боровского (Th, W, U, Pb — главная, Nb, Zr, Th, W — дополнительная фаза) комплексов. При этом для крыккудукского комплекса присутствие «негранитной» ассоциации элементов можно считать следствием глубинного гибридизма, а щелочной характер ассоциации образований дополнительной фазы боровского комплекса — результатом наложенного площадного метасоматоза.

Указанные ассоциации химических элементов предопределяют и геохимическую специализацию обоих интрузивных комплексов: ассимиляционную сквозную для крыккудукского и частичную для боровского.

В полном соответствии с указанными типами специализации находятся металлогенические особенности района. Так, с интрузиями крыккудукского комплекса связываются пространственно и парагенетически и рудопроявления Fe, Co, Cu, а с интрузиями дополнительной фазы боровского комплекса — Nb, Ta, TR.

Так, около 20% меди содержится в лейкократовой составляющей (плагиоклазах) гранитоидов главной фазы крыккудукского комплекса Западно-Атансорского и Ащикольского массивов. Это позволяет предположить, что медь здесь фиксируется в сорбированной форме на плоскостях спайности плагиоклазов, поскольку, в силу большой халькофильности и поляризующей способности изоморфная форма маловероятна. В связи с этим становится понятной приуроченность разных по интенсивности регенерированных проявлений меди к массивам главной фазы крыккудукского комплекса — сорбированная форма нахождения значительных количеств меди в этих породах определяет легкое извлечение меди постмагматическими растворами, мобилизацию, перенос и последующее образование рудопроявлений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абдуллаев Х. М. Магматизм и металлогенические процессы Средней Азии. В сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Тр. II Всесоюзн. петрограф. совещ., М., 1960.

Амшинский Н. Н. Некоторые закономерности распределения акцессорных элементов в гранитоидах. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1964.

Андерсон Т. Введение в многомерный статистический анализ. М., Физматгиз, 1963.

Аникеева Н. Ф. Роль различных ассоциаций химических элементов в геологической и металлогенической специализации магм. В сб. «Металлогеническая специализация магматических комплексов». М., изд-во «Недра», 1964.

Апельцын Ф. Р., Гинзбург А. И. Некоторые черты металлогенической специализации щелочных магматических комплексов. В сб. «Металлогеническая специализация магматических комплексов». М., изд-во «Недра», 1964.

Аренс Л. Х. Распределение элементов в изверженных горных породах. В кн. «Химия земной коры», т. II. М., изд-во «Наука», 1964.

Бадалов С. Т. Материалы к геохимии ванадия. Тр. ИГН АН УзССР, вып. 2, 1956.

Бартошевский В. И., Куликовский В. К. и др. О структурно-петрологических соотношениях некоторых плутонов гранитоидов Северного Казахстана и морфологических особенностях акцессорного циркона в них. В сб. «Материалы по геологии, геофизике и геохимии Украины, Казахстана, Забайкалья». Науч. работы Киевского гос. ун-та, № 2. Киев, 1963.

Белов Н. В. Кристаллохимия основного процесса кристаллизации магмы. В сб. «Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса». М., Изд-во АН СССР, 1959.

Бернштейн С. Н. Теория вероятностей. М., 1935.

Беус А. А. Распределение бериллия в гранитах. «Геохимия», 1961, № 1.

Беус А. А. Геохимические критерии. В кн. «Теоретические основы поисков и разведки твердых полезных ископаемых». М., изд-во «Недра», 1968.

Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955.

Боровко Н. Н. Обобщенный закон распределение содержаний химических элементов в породах и рудах. «Геохимия», 1964, № 3.

Большев Л. Н., Смирнов Н. В. Таблицы математической статистики. М., изд-во «Наука», 1965.

Борукаев Р. А., Беспалов В. Ф. Геология Центрального Казахстана. В сб. «Производительные силы Центрального Казахстана», т. 2. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1957.

Брей Дж. М. Распределение второстепенных элементов в изверженных породах. В сб. «Редкие элменты в изверженных породах». М., ИЛ, 1952.

Бугаец А. Н., Нарсеев В. А. К вопросу о распределении ниобия в некоторых гранитных массивах Казахстана. «Геохимия», 1964, № 1.

Вернадский В. И. Парагенезис химических элементов земной коры. Дневник XII съезда русских естествоиспытателей. М., 1910.

Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры. «Геохимия», 1962, № 7.

Вистелиус А. Б. Основные типы математических решений задач современной геологии. «Разведка и охрана недр», 1964, № 6.

Власов К. А. Принципы классификации гранитных пегматитов и их текстурно-парагенетический тип. Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1966.

Воробьев Г. Г. Галлий в минералах и горных породах Монголии. «Геохимия», 1957, № 8.

Воробьев В. Я., Липская В. А. О типе закона распределения элементов в горных породах, почвах и растениях. «Геология и геофизика», 1967, № 7.

Гаврилин Р. Д. Певцова Л. А. Поведение свинца и цинка при фазовом и фациальном характере магматической дифференциации. «Геохимия», 1963, № 8.

Ган О. Прикладная радиохимия. М., Химиздат, 1947.

Герасимовский В. И., Лебедев В. И. О соотношении стронция и кальция в породах Ловозерского массива. «Геохимия», 1958, № 6.

Гинзбург А. И. Особенности концентрации и рассеяния редких элементов в эндогенных процессах. В кн. «Химия земной коры», т. II. М., изд-во «Наука», 1964.

Гольдшмидт В. М. Геохимические принципы распределения редких элементов. В кн. «Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах». М., ИЛ, 1952.

Гоньшакова В. И. Гранитоиды Крыккудукского массива. Тр. ГИН АН СССР, вып. 107, серия петрогр. (31), 1950.

Дегенхард Х. О геохимическом распределении циркония в литосфере. В сб. «Геохимия редких элементов». М., ИЛ, 1959.

Дзоценидзе Г. С., Твалчрелидзе Г. А. О рудоносности эффузивного вулканизма. «Советская геология», 1967, № 9.

Дмитриев Л. В. Химические особенности кристаллизации гранитов главной фазы Каибского массива. «Геохимия», 1956, № 3.

Дмитриев Л. В. Петрохимические особенности дифференциации и гибридизма гранитоидов Бетпакдала. В сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., Госгеолтехиздат, 1960.

Жуков М. Н. Про критерії нормальності розподілу хімічних елементів з альтернативою логнормального розподілу, Вісник КДУ, сер. геол., № 11, 1966.

Заика-Новацкий В. С. Стратиграфия ордовикских отложений Степняк-Аксуйского района Северного Казахстана. Тез.докл. на Всес. межвузовской конф. по пробл. разв. минерально-сырьевой базы Казахстана. Алма-Ата, 1963.

Заика-Новацкий В. С., Мищенко В. С. Новые данные о возрасте крыккудукского интрузивного комплекса (Северный Казахстан). Сб. науч. работ № 1, Изд. Киевского ун-та, 1963.

Заика-Новацкий В. С., Цуканов В. А. Атансорская сдвиговая зона в Атансор-Аксуйском районе Северного Казахстана. Изв. вузов, серия геол., 1966, № 10.

Знаменский Е. Б. К геохимии титана в интрузивном процессе гранитного ряда. «Геохимия», 1958, № 1.

Знаменский Е. Б. Относительно средних содержаний ниобия и титана в гранитоидах. В кн. «Химия земной коры», т. II. М., изд-во «Наука», 1964.

Иициксон М. И. Геохимические и металлогенические особенности подвижных поясов Тихоокеанской окраины СССР. «Советская геология», 1964, № 11.

Казицын Ю. В. и др. Признаки молибденоносных интрузий северо-восточных частей Забайкалья. Материалы по петрологии гранитоидов Забайкалья. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Кизельватер Д. С., Муратов М. В., Трусова И. Ф. Тектоника северо-восточной окраины Кокчетавского массива (Северный Казахстан). Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXIV (2), 1959.

Козлов В. Д., Рощупкина О. С. Распределение молибдена в палеозойских гранитоидах Ундино-Газимурского района (Восточное Забайкалье). «Геохимия», 1965, № 12.

Колмогоров А. Н. Логарифмически нормальный закон распределения размеров частиц при дроблении. Докл. АН СССР, т. 31, № 1, 1941.

Комлев Л. В., Филиппов М. С. и др. Абсолютный возраст гранитных интрузий Кокчетавского поднятия в Северном Казахстане. Тр. VII сесс. Комиссии по опред. абсолют. возраста геол. формаций. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Конюк А. А. О явлениях полярности в развитии гранитоидных интрузий. Изв. АН КиргССР, серия естеств. и техн. наук, т. II, вып. 9. Фрунзе, 1960.

Коптев-Дворников В. С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1952.

Коптев-Дворников В. С. Явления гибридизации на примере некото-

рых гранитных интрузий палеозоя Центрального Казахстана. Тр. ИГН АН СССР, вып. 148, серия петрогр., № 48. М., Изд-во АН СССР, 1953.

Коптев-Дворников В. С. Магматическая петрография и гидротермальные месторождения. В сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Тр. I Всесоюзн. петрогр. совещ. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Коптев-Дворников В. С. и др. Интрузивы гранитоидной формации малых глубин, поведение в них элементов-примесей и критерии генетической связи рудообразования с ними. Тр. II Всесоюзн. петрогр. совещ., М., Госгеолтехиздат, 1960.

Коптев-Дворников В. С., Руб М. Г. О геохимической металлогенической специализации магматических комплексов. В сб. «Металлогеническая специализация магматических комплексов. М., изд-во «Недра», 1964.

Коптев-Дворников В. С., Руб М. Г., Шаталов Е. Т. О металлогенической и геохимической специализации комплексов магматических пород. В кн. «Вопросы металлогении». М., изд-во «Недра», 1964.

Коржинский Д. С. Кислотно-основное взаимодействие в силикатных расплавах. Докл. АН СССР, 128, № 12, 1959.

Корыткин А. А., Серых В. А., Подольский А. М. Каледонские гранитоидные интрузивные комплексы Кокчетавской глыбы. В сб. «Магматизм и метаморфизм Восточного Казахстана». Алма-Ата, изд. АН КазССР, 1965.

Крамер Г. Магматические методы статистики. М., ИЛ, 1948.

Кропоткин П. Н. Строение складчатого фундамента Центрального Казахстана. Тр. ИГН АН СССР, серия геол., вып. 108 (№ 36), 1950.

Курода П., Сандделл Э. Геохимия молибдена. В сб. «Геохимия редких элементов». М., ИЛ, 1959.

Ларсен Е. и др. Уран в магматической дифференциации. В сб. «Геология атомных сырьевых материалов». М., Госгеолтехиздат, 1956.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Несколько мыслей о дифференциации и природе магмы. Изв. Петроград. политех. ин-та, т. 23, 1915.

Леонова Л. Л. Распределение урана по минералам каледонских гранитоидов Сусамырского батолита. «Геохимия», 1961, № 7.

Лодочников В. Н. Главнейшие породообразующие минералы. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Лугов С. Ф. О металлогенической специализации мезозойских гранитоидов Чукотки. В сб. «Металлогеническая специализация магматических комплексов». М., изд-во «Недра», 1964.

Ляхович В. В. Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. М., изд-во «Недра», 1967.

Ляхович В. В. Акцессорные минералы. М., изд-во «Наука», 1968.

Маракушев А. А., Полик Ю. К. О распределении галлия в минералах архейских метаморфических пород. «Геохимия», 1961, № 2.

Марков А. А. Исчисление вероятностей. М., 1924.

Меликсетян Б. М. Петрографические и геохимические особенности специализированных молибденосных интрузивных комплексов Мегринского плутона. В кн. «Металлогеническая специализация магматических комплексов». М., изд-во «Недра», 1964.

Мищенко В. С., Куц В. П. Функции распределения содержаний лития, рубидия и их некоторых минералов-носителей в гранитах Каменных Могил и Екатериновки (Приазовье). «Геохимия», 1963, № 12.

Мищенко В. С., Орса В. М. Особенности распределения лития, рубидия, калия в биотитах гранитов Среднего Приднепровья. «Геохимия», 1965, № 4.

Молявко В. Г. О роли ассимиляции и гибридизма в формировании Атансорского железорудного месторождения. В сб. «Материалы по геологии, геофизике, геохимии Украины, Казахстана, Забайкалья», № 3, изд. Киевского ун-та, 1967.

Муканов К. М., Утегенов С. М. Вероятностно-статистические параметры распределения элементов некоторых свинцово-цинковых месторождений Центрального Казахстана. В кн. «Применение математических методов в геологии». Алма-Ата, изд-во «Наука», 1968.

Николаев В. А. О процессе отделения летучих из магмы. Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 5.

Ноккольдс Р. С., Аллен Р. А. Геохимические наблюдения. М., ИЛ, 1958.

Ноккольдс Р. С., Митчелл С. Р. Геохимия некоторых каледонских интрузивных пород. В сб. «Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах». М., ИЛ, 1952.

Обзор геологических терминов и понятий в применении к металлогении. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Овчинников Л. Н. Некоторые вопросы магматогенного рудообразования. Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 4.

Остафийчук И. М. О распределении ванадия, марганца, галлия в некоторых гранитоидах Северного Казахстана. В сб. НИС КГУ, № 2, Киев, 1962.

Остафійчук І. М. Про поведінку свинцю в процесі формування гранітоїдів другої фази пізньокаледонського магматичного циклу у Північному Казахстані. Вісник КДУ, сер. геології та географії, 1966.

Остафийчук И. М. Некоторые закономерности статистического распределения петрогенных окислов в гранитоидных горных породах. В сб. «Материалы по геологии, геофизике и геохимии Украины, Казахстана, Забайкалья», № 3. Изд. Киевского ун-та, 1967.

Остафийчук И. М. К вопросу о распределении вольфрама и циркония в некоторых гранитных массивах Северного Казахстана. «Геохимия», 1968, № 1.

Остафийчук И. М. Поведение молибдена и ниобия в гранитоидных породах боровского комплекса. В сб. «Материалы по геологии, геофизике и геохимии Украины, Казахстана, Забайкалья», № 4. Изд. Киевского ун-та, 1968.

Остафийчук И. М. Распределение элементов группы железа в каледонских гранитоидах Северного Казахстана. В сб. «Материалы по геологии, геофизике и геохимии Украины, Казахстана, Забайкалья», № 5. Изд. Киевского ун-та, 1970.

Остафійчук І. М. Про поведінку магнію та кобальту в деяких гранітоїдних породах Північного Казахстану. Вісник КДУ, сер. геол., № 10, 1968.

Перчук Л. А. Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузий Центрального Туркестано-Алтая. М., изд-во «Наука», 1964.

Подольский А. М. Геохимические и минералогические признаки ниобиеносных гранитов на примере некоторых массивов Центрального Казахстана. В сб. «Металлогеническая специализация магматических комплексов». М., изд-во «Недра», 1964.

Полесицкий А. Е. Распределение радиоактивных веществ между твердой кристаллической и жидкой фазой. Тр. Гос. Рад. ин-та, т. II, 1938, стр. 73—86.

Рабинович А. В. Закономерности распределения акцессорных минералов в гранитоидах различных металлогенических зон. В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., Госгеолтехиздат, 1960.

Родионов Д. А. Трехпараметрические распределения содержаний элементов в породах. «Геохимия», 1963, № 2.

Родионов Д. А. Функции распределения содержаний элементов и минералов в горных породах. М., изд-во «Наука», 1964.

Рябчиков И. Д. Влияние степени неравномерности процесса кристаллизации на поведение элемента-примеси. «Геохимия», 1960, № 4.

Рябчиков И. Д. Поведение элементов-примесей в процессе разделения фаз. В сб. «Химия земной коры», т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Рябчиков И. Д. Термодинамический анализ поведения малых элементов при кристаллизации силикатных расплавов. М., изд-во «Наука», 1965.

Сандделл Э. Б. Содержание галлия в изверженных породах. В кн. «Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах». М., ИЛ, 1952.

Сандделл Э. Б., Голдич С. С. Редкие металлы некоторых американских изверженных пород. В сб. «Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах». М., ИЛ, 1952.

Сафронов Н. И., Сафронов Д. Н. О вероятностных закономерностях распределения запасов металлов в земной коре. Тр. ВИТРа, «Методика и техника разведки», сб. № 44, 1964.

Семенов А. И., Шувалов Ю. М. О возрасте Крыккудукской интрузии в Северном Казахстане. Докл. АН СССР, т. 37, № 2, 1961.

Семенов И. В. О зависимости между коэффициентами вариации содержаний петрогенных элементов и энергетической характеристикой элементов. В кн. «Математические методы в геологии». Алма-Ата, изд. Казах. гос. ун-та, 1968.

Сморчков И. М. К определению понятия «металлогеническая специализация магмы». В сб. «Металлогеническая специализация магматических комплексов». М., изд-во «Недра», 1964.

Соболев В. С. Значение железистости фемических минералов. Львов, Минер. сб. Львов. геол. об-ва, № 4, 1950.

Сретенская Н. Г. Об условиях образования микроклина пегматитовых жил одного из районов Казахстана. «Геохимия», 1963, № 7.

Студенникова З. В., Глинкина М. И. Эволюция содержаний молибдена и вольфрама в породах геосинклинальной зоны Северного Кавказа и их связь с образованием рудных месторождений. В кн. «Химия земной коры», т. II, М., изд-во «Наука», 1964.

Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в изверженных горных породах и металлогеническая специализация магм. В кн. «Химия земной коры», т. II. М., изд-во «Наука», 1964.

Таусон Л. В., Дубов Р. И. и др. Геохимическое значение дисперсии концентрации редких элементов в гранитоидах. В кн. «Вопросы геохимии изверженных горных пород Восточной Сибири». М., изд-во «Наука», 1965.

Таусон Л. В., Козлов В. Д., Кузьмин М. И. Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидных интрузий. В сб. «Проблемы геохимии и космохимии». М., изд-во «Наука», 1968.

Толстой М. И. Некоторые вопросы методики оценки металлоносности геологических образований и обнаружения эндогенных геохимических ореолов. Изд. Киевск. гос. ун-та, 1964.

Толстой М. И., Остафийчук И. М., Гудименко Л. М. К вопросу о типах кривых статистического распределения химических элементов и способах расчета их параметров «Геохимия», 1965, № 11.

Толстой М. И., Жуков Н. Н. О сопоставлении геологических образований по количественному распределению в них химических элементов. В сб. «Материалы по геологии, геофизике, геохимии», № 4. Изд. Киевск. гос. ун-та, 1968.

Трошин Ю. П., Белов Б. П., Петров Э. И. О генетическом смысле коэффициентов вариации концентрации редких элементов в интрузивных породах в связи с проблемой металлогенической специализации. В кн. «Математические методы геохимических исследований», М., изд-во «Наука», 1966.

Турекьян К. К., Калп Дж. Геохимия стронция. В сб. «Геохимия редких элементов». М., ИЛ, 1959.

Туровский С. Д. Критерии металлогенической специализации интрузивных комплексов. «Геология рудных месторождений», 1968, № 3.

Унксов В. А. Некоторые черты металлогении и геохимии кобальта. Зап. Всес. минер. об-ва, № 4, ч. 83, 1954.

Унксов В. А., Лодочников Н. В. О распространении кобальта и никеля в изверженных горных породах. «Геохимия», 1961, № 9.

Ферсман А. Е. Геохимия, т. III .ОНТИ, Химтеорет, 1937.

Фогельман Н. А. Структурно-металлогенические особенности Северо-Казахстанской золоторудной провинции. В сб. «Геология главнейших золоторудных месторождений СССР», т. IV. М., 1953.

Хамрабаев И. Х. Петролого-геохимические критерии металлоносности металлогенических комплексов. В кн. «Вопросы металлогении». М., изд-во «Недра», 1964.

Хевеши Г., Александер Е., Ворстлин К. О количественном соотношении ниобия и тантала в титановых минералах. В сб. «Основные идеи геохимии», вып. II, 1935.

Химические анализы горных пород (ред. В. Ф. Морковина). М., изд-во «Наука», 1964.

Хлопин В. Г. Избранные труды, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1957.

Чао Э. К., Флейшер М. Некоторые проблемы подсчета среднего содержания элементов в земной коре. Тр. XXI международ. геол. конгресса, вып. III. М., изд-во «Мир», 1964.

Шлыгин Е. Д., Жуков М. А., Копяткевич Р. А. Тектоническое строение и геологическая история центральной части Восточно-Кокчетавского прогиба (Северный Казахстан). В сб. науч. трудов. Казах. горнометаллург. ин-та, № 18. М., Металлургиздат, 1959.

Шульга В. М. К вопросу о возрасте крыккудукского интрузивного комплекса (Северный Казахстан). «Советская геология», 1961, № 11.

Шульга В. М. Гранитоидные интрузивные комплексы восточной части Северного Казахстана (Степняковский синклинорий и прилегающие к нему районы). В сб. «Магматизм и метаморфизм Восточного Казахстана», Алма-Ата, 1965.

Юнг Р. С. Геохимия кобальта. В сб. «Геохимия редких элементов». М., ИЛ, 1959.

Янко Я. Математико-статистические таблицы. М., Госстатиздат, 1961.

Ahrens L. H. The lognormal distribution of the elements. I—II. Geoch. et Cosm. Acta, 1954, 5, N 2, 6, N 2—3.

Ahrens L. H. Negatively skewed distribution of silica and potassium in igneous rocks. Natura, 198, N 4878.

Ahrens L. H. Lognormal-type distributions. Geoch. et Cosm. Acta, 11, 1957; 27, 1963; 28, 1964, N 3.

Aubrey K. V. Frequency-distribution of elements in igneous rocks. Geoch. et Cosm. Acta, 9, N 1—2, 1956.

Carr and Turekian. The geochemistry of cobalt. Geoch. et Cosm. Acta, 23, 1961.

Charlier C. Introduction to stellar statistics. Lund. 1921.

Doerner H. A. and Hoskins W. H. Amer. Chem. Soc. 47, N 3, 1925.

Hevesy G. V.. Hobbie R. Die Ermittlung des Molybdän und Wolframgehaltes von Gestainen. Z. anorg. Chem. 219, 192, 1933.

Holland H. D. and Kulp J. L. The distribution of accessory elements in pegmatites. I. Theor. Amer. Mine 34, 1—2, 1949.

Kapteyn J. S. Skew frequency curves in biology and statistics. Groningen. 1903.

Kretz R. Geoch. et Cosm. Acta, 20, 1960.

Kretz R. J. Geol. 69, 1961.

Kuroda P. K., Sandell E. B. Geochemistry of molybdenum. Geoch. et Cosm. Acta, 6, N 1, 1954.

Miller R. L., Goldberg E. D. The normal distribution in geochemistry. Geoch. et Cosm. Acta, 8, N 1—2, 1955.

Mueller R. F. Compositional characteristics and equilibrium relations in mineral assemblages of a metamorphosed iron formations. Amer. J. Sci., 258, 1960.

Mcintire W. L. Trace elements partition coefficients—review of theory and applications to geology. Geoch. et Cosm. Acta, 27, N 12, 1963.

Nockolds R. S., Mitchell R. L. Trans. Roy. Soc., Edinburg, 61, 48, 1948.

Noll W. Geochemie des Strontiums. Chemie des Erde, YIII, 507, 1934.

Otteman J. Z. Mineralien des Harzes. Zeitscher für Miner., 3, N 2, 1940.

Rankama K., Sahama T. Geochemistry, 1949.

Shabirer J. F., Bowen N. L. Trans. Amer. Geophys. Union. 16-th Amer. Meeting, 1935.

Shaw D. M. Element distribution law in geochemistry. Geoch. et Cosm. Acta, 23, 1—2, 1961.

Tuttle, Bowen. Origine of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8$ $KAlSi_3O_8$—SiO_2—H_2O. Mem. Geol. Soc. Amer., N 74, 1958.

Vistelius A. B. Skew Frequency distribution and fundamental law of the geochemical processes. Journ. Geol., N 1, 1960.

De Vore R. A. The role of adsorption in the fractionation and distribution of the elements. Journ. Geol., 63, 1955.

Wager L. R., Mitchell R. L. The distribution of traceelements during strong fractionation of basic magma. Geoch. et Cosm. Acta, 1, N 3, 1951.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 3

I. Статистические особенности распределения химических элементов в изверженных горных породах и минералах 19

II. Особенности состава интрузивных пород крыккудукского комплекса и статистические закономерности распределения в них химических элементов 46

Минералого-петрографические и петрохимические особенности интрузивных пород 46

Распределение некоторых химических элементов в интрузивных породах крыккудукского комплекса 65

О выборе статистического закона распределения химических элементов в породах крыккудукского комплекса 113

III. Особенности состава интрузивных пород боровского комплекса и статистические закономерности распределения в них химических элементов 119

Минералого-петрографические и петрохимические особенности интрузивных пород 119

Распределение некоторых химических элементов в интрузивных породах боровского комплекса 132

IV. Корреляция интрузивных образований района 165

V. О металлогенической специализации магматических образований района 193

Заключение 213

Список литературы 218

Ирина Михайловна Остафийчук
Михаил Иванович Толстой

Статистические закономерности распределения химических элементов в гранитоидах
(на примере Северного Казахстана)

Редактор издательства *В. В. Кузовкин* Технический редактор *Е. С. Сычева*

Сдано в набор 24/I 1972 г. Подписано в печать 20/VI 1972 г. Т-09584 Формат 60×90¹/₁₆
Бумага № 2 Печ. л. 14,0 Уч.-изд. л. 14,85 Тираж 1000 экз. Заказ 792/4151-14 Цена 1 р. 63 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.
Московская типография № 6 Главполиграфпрома
Комитета по печати при Совете Министров СССР
Москва, Ж-88, Южнопортовая ул., 24.

1 р. 63 к.

НЕДРА 1972