

Э. Я. Дубинчик
И. В. Розенталь

ПЕТРОМАГНИТНЫЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ
ПРИ ИЗУЧЕНИИ
ГРАНИТОИДНЫХ
КОМПЛЕКСОВ

Недра

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ (ВСЕГЕИ)

Э. Я. Дубинчик
И. В. Розенталь

3250

ПЕТРОМАГНИТНЫЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ
ПРИ ИЗУЧЕНИИ
ГРАНИТОИДНЫХ
КОМПЛЕКСОВ



ЛЕНИНГРАД НЕДРА ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ 1980



Дубинчик Э. Я., Розенталь И. В. Петромагнитные исследования при изучении гранитоидных комплексов. — Л.: Недра, 1980. — 104 с. (М-во геологии СССР. Всесоюз. ордена Ленина науч.-исслед. геол. ин-т).

Рассмотрена методика составления многоуровневой петромагнитной классификационной модели разновозрастных интрузивных гранитоидов различных регионов СССР. Каждый уровень модели отвечает определенному этапу развития гранитоидного магматизма: I — фазе интрузивного комплекса, II — комплексу (формации), III — группе формаций, занимающих сходную геотектоническую позицию, IV — всему множеству интрузивных гранитоидов тектоно-магматического цикла. Применение методов математической статистики для обработки данных петрохимических, минеральных, термомагнитных, рентгеноструктурных и других анализов внутри таксономических подразделений различных уровней позволяет проследить от уровня к уровню трансформацию характера и корреляционные связи между магнитными параметрами породы, первичным составом породообразующей магмы и условиями ее кристаллизации.

Предлагаемая методика исследований помогает выявить причины пространственных и временных изменений магнитных свойств гранитоидов и численно оценить влияние геологических факторов на магнитные параметры. Построены структурные модули основных носителей магнитных свойств — пара- и ферромагнетиков, что позволяет оценить характер изоморфизма элементов внутри кристаллической решетки минералов в породах с различными магнитными свойствами. Проанализированы связи магнитных свойств гранитоидов с их металлогенической специализацией, что способствует повышению эффективности выделения потенциально рудоносных гранитоидных массивов с тем или иным типом минерализации. На примере оловорудных месторождений прослежены изменения пара- и ферромагнитных минералов на всех этапах развития гранитоидного магматизма, включая постмагматические процессы.

Предлагаемую методику можно использовать при уточнении и корректировке петрологических классификационных схем, изучении рудных месторождений и геологической интерпретации данных магниторазведки.

Книга предназначена для геологов, петрологов, геофизиков.

Табл. 20, ил. 31, список лит. 100 назв.

ПРЕДИСЛОВИЕ

С начала 60-х годов наблюдается явное нарастание интереса к петрофизическим исследованиям. Возросший интерес к петрофизике и все более широкое ее применение при решении различных геологических и геофизических задач обусловлены рядом причин:

1) выявлением новых причинно-следственных связей между физическими свойствами горных пород, физико-химическими условиями их формирования и последующими изменениями;

2) появлением большого количества теоретических и экспериментальных работ по изучению минералов и минеральных ассоциаций в широком диапазоне температур и давлений;

3) совершенствованием аппаратуры, лабораторного оборудования и методов исследования физических свойств пород и минералов;

4) сравнительной простотой измерения физических параметров пород и высокой эффективностью методов;

5) возросшим фондом первичных данных измерений физических параметров пород, исчисляемым сотнями тысяч по отдельным регионам СССР;

6) развитием методов математической статистики и оптимизацией программ машинной обработки, позволяющей быстро обрабатывать при помощи ЭВМ огромный первичный материал и создавать математические модели, с той или иной степенью подобия отображающие реальные объекты.

Значительная часть всех публикуемых материалов посвящена изучению магнитных свойств горных пород. Это связано, с одной стороны, с богатой и разнообразной информацией, заключенной в магнитных свойствах пород, с другой — с высокой эффективностью и огромными возможностями магнитных методов на всех стадиях исследований — от магнитометрической съемки различных масштабов и назначения до лабораторных. Интерпретировать данные магниторазведки можно лишь на основе знания магнитных свойств пород.

Из всего многообразия геологических и геофизических аспектов применения петрофизики в работе рассматривается вопрос о магнетизме интрузивных гранитоидов как явлении,

обусловленном различными геологическими факторами. Выбор интрузивных гранитоидов в качестве объекта исследований не случаен. Гранитоиды — это породы, которые среди других интрузивных пород занимают главенствующее место по распространенности. С ними во многих случаях связаны месторождения Pb, W, Sn, Mo, Zr и других цветных и редких металлов [80]. Интрузивные гранитоиды представляют собой одну из наиболее детально изученных со всех точек зрения систем.

Основная часть исследований выполнена на образцах интрузивных гранитоидов Дальнего Востока, изучавшихся авторами в процессе полевых и лабораторных работ в 1965—1975 гг. Для сопоставления использованы литературные данные по гранитоидным массивам территорий Северо-Востока СССР, Казахстана, Балтийского щита, Средней Азии и Забайкалья.

На примере гранитоидных интрузивных комплексов систематизирован опыт петрофизических исследований, накопившийся в лаборатории физических свойств горных пород ВСЕГЕИ за последние 10—12 лет. Используются уже известные результаты, с той или иной степенью детальности освещенные в литературе. Систематизация всех данных и единый подход к их обработке и сопоставлению позволили рассматривать интрузивные гранитоиды как сложную многоуровневую систему. Количественная оценка влияния на магнитные свойства пород одних и тех же факторов строго на заданном уровне и последовательный переход от уровня к уровню в ряде случаев дали возможность установить новые, прежде не выявленные закономерности. Большая часть работы посвящена методике выделения петромагнитных групп, построению статистико-вероятностной многоуровневой петромагнитной модели и рассмотрению некоторых ее свойств. Сопоставлены петромагнитная и петрологическая классификации.

Степень близости изучаемых систем рассчитывалась методом таксономического подобию путем отображения многомерных распределений в таксономическое двумерное векторное пространство. Характер изменений различных моделей от группы к группе сравнивался при построении графов.

В результате математической обработки первичных материалов все множество интрузивных гранитоидов подразделено на подмножества различных таксономических уровней. Изучая корреляционные связи магнитных параметров с геологическими факторами внутри каждого подмножества того или иного таксономического уровня, удалось построить статистико-вероятностную модель магнетизма гранитоидов и количественно оценить роль каждого геологического фактора на различных уровнях.

Для оценки влияния термодинамических условий формирования пород на их магнитные свойства детально изучались пара- и ферромагнитные минералы гранитоидов, их концентрация, химический состав, параметры кристаллической решетки, струк-

турные формулы. Построенные для пара- и ферромагнитных минералов корреляционные матрицы обрабатывались методом ветвящихся связей (МВС) для определения последовательности группирования химических элементов в минералах.

Рассмотрены: сопоставимость таксономических единиц петрологической и петромагнитной классификаций, однородность этих единиц внутри каждой из классификаций, сравнение разрешающей способности петромагнитной модели с другими, получение косвенной оценки эффективности тех и других и нахождения отдельных причин их различной информативности, определение местоположения рудоносных гранитоидов в петромагнитной модели. Результаты говорят о необходимости комплексного решения любой задачи. Только в сочетании с другими методами — петрологическим, петрохимическим, геохимическим — петрофизические исследования позволяют достигнуть наибольшей эффективности.

Проведение работ в различных регионах оказалось возможным благодаря содружеству с коллективами геологов геофизиков в ДВТГУ, ПТГУ, ДВГИ СО АН СССР. Помимо собственного материала авторы использовали данные В. К. Путинцева, В. В. Русса, П. Г. Недашковского, И. К. Никифоровой, В. В. Могаровского, М. Ш. Магида, В. В. Жданова, М. В. Чернюк, П. Г. Ахматова, Н. Т. Ланщикова, Г. А. Валуй и других. Всем им авторы выражают признательность. Авторы благодарны Н. Б. Дортман, В. Н. Москалевой, В. К. Путинцеву, Г. П. Тафееву, В. И. Бергеру и Ф. С. Файнбергу за обсуждение всей работы и отдельных ее положений и ценные советы.

ИЗУЧЕНИЕ МАГНИТНЫХ СВОЙСТВ ИНТРУЗИВНЫХ ГРАНИТОИДОВ

§ 1. ФЕРРОМАГНИТНЫЕ И ПАРАМАГНИТНЫЕ МИНЕРАЛЫ ГРАНИТОИДОВ И МЕТОДЫ ИХ ИССЛЕДОВАНИЯ

Магнитные свойства гранитоидов (как и других горных пород) определяются свойствами содержащихся в них диа-, пара- и ферромагнитных минералов*. Диамагнитные минералы, такие как кварц, калиевый полевошпат и плагиоклаз, не содержащие ионов, обладающих собственными магнитными моментами, играют в магнетизме гранитоидов только пассивную роль, так как их количество в породах связано обратной корреляционной зависимостью с количествами пара- и ферромагнетиков.

Парамагнитные минералы — биотит, амфибол и пироксен, — поглощая железо из расплава, приводят к уменьшению вероятности кристаллизации ферромагнетиков. В этом случае влияние парамагнетиков на магнитные свойства пород совпадает с тем, которое оказывают на них диамагнитные минералы. Однако при определенных условиях сами парамагнетики являются источником образования позднемагматического магнетита [83, 85, 86], приобретая при этом роль, противоположную первоначальной. Эта неоднозначность требует внимательного изучения взаимоотношений пара- и ферромагнитных минералов в каждом частном случае.

Биотит. Его количество и магнитные свойства четко различаются по магнитной характеристике гранитоидов. В слабомагнитных гранитоидах биотит преобладает над роговой обманкой, встречаются и биотитовые разновидности. Магнитная восприимчивость биотитов низкая, не превышает $0,25 \cdot 10^{-3}$ СИ. В биотитах может быть создана остаточная намагниченность насыщения $J_{rs} \approx 1,9$ А/м. В магнитных гранитоидах содержание биотита значительно ниже, чем в слабомагнитных, а его магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность насыщения выше: $\chi \approx (0,27 \div 1,0) \cdot 10^{-3}$ СИ, $J_{rs} = 3 \div 8$ А/м [22]. В прозрачных шлифах в биотите обнаруживаются включения раннемагматического магнетита, что особенно характерно для биотита из магнитных гранитоидов. Наличие магнетита в биотите подтверждается также данными рентгеноструктурного анализа.

* При делении минералов на пара- и ферромагнетики имеется в виду область температур $T \approx 293$ К.

Амфибол представлен в магнитных и слабомагнитных гранитоидах обыкновенной роговой обманкой. В магнитных породах ее содержание несколько выше, чем в слабомагнитных (в крайнем случае такое же). Более высокие значения χ и J_{rs} свойственны роговой обманке из магнитных пород [22].

Основными носителями магнитных свойств гранитоидов являются ферромагнитные (точнее, ферримагнитные) минералы титаномагнетитовой и гемойльменитовой * серий, среди которых главенствующая роль принадлежит титаномагнетитам.

Минералы титаномагнетитовой серии $x\text{Fe}^{2+}\text{Fe}_2^{3+}\text{O}_4 \times (1-x)\text{Fe}_2^{2+}\text{Ti}^{4+}\text{O}_4$ [62]. Магнетит Fe_3O_4 — крайний член серии. Чистый магнетит имеет точку Кюри $T_c = 851 \text{ K}$, постоянная кристаллической решетки $8,39 \text{ \AA}$. Второй крайний член серии — ульвошпинель Fe_2TiO_4 — парамагнетик при комнатной температуре, $T_c = 120 \text{ K}$, постоянная решетки $8,53 \text{ \AA}$, в породах встречается только в виде тонких прорастаний, образующихся при распаде твердых растворов титаномагнетитов [4, 52, 62]. Титаномагнетиты — промежуточные члены серии, твердые растворы магнетитов и ульвошпинели. Частота их встречаемости в гранитоидах различных формационных типов составляет почти 100%, концентрация меняется от единиц до десятков тысяч граммов на 1 т [51, 54], что дает возможность эффективно использовать магнитные методы для расчленения пород.

Обнаруживаемые оптическими методами пластинчатообразные выделения продуктов распада (ульвошпинели) или окисления и распада (ильменита) в большинстве случаев имеют различные размеры и ориентированы определенным образом относительно кристаллической решетки магнетитовой матрицы. Для ламелл ульвошпинели наиболее характерны размеры более 1 мкм и ориентация {100}, для ильменита соответственно менее 10 мкм и {111} [4, 59, 86]. Подобные структуры свойственны конечным стадиям процесса. Неполный распад приводит к появлению глобулярных форм распада в результате частичной сегрегации Fe и Ti: мелкие (более 0,1 мкм) глобулы (сравнительно мало различающиеся между собой по содержанию в них обоих элементов) заполняют пространство между крупными пластинами ильменита [4]. Содержание титаномагнетитов определяет магнитную восприимчивость интрузивных гранитоидов с коэффициентом корреляции +0,81.

Титаномагнетиты образуются на разных стадиях кристаллизации магматического расплава. Раннемагматический магнетит обладает хорошо ограниченной октаэдрической формой, размер зерен менее 0,1 мм, характерен для слабо- и сильномагнитных

* Гемойльмениты — часто применяющееся в магнетизме горных пород обобщенное название минералов ильменит-гематитового ряда (серии); в тех случаях, когда необходимо подчеркнуть особенности состава минерала, используют название *ильмено-гематит* или *гемойльменит* в зависимости от преобладания в нем того или иного крайнего члена серии.

гранитоидов. Этот ферромагнетик обычно законсервирован в более поздних биотитах и амфиболах, реже плагиоклазах. В магнитных гранитоидах наряду с раннемагматическим встречается позднемагматический магнетит — ксеноморфный, размером до 1,5 мм, приуроченный преимущественно к участкам развития темноцветных минералов. Позднемагматический магнетит имеет меньше дефектов в кристаллической решетке, больше значение κ , меньше Q и высокую T_c [22, 28].

Минералы гемойльменитовой серии $x\text{FeTiO}_3 (1-x)\text{Fe}_2\text{O}_3$. Из двух крайних членов ряда (гематит и ильменит) ильменит FeTiO_3 встречается гораздо чаще, чем гематит Fe_2O_3 . Гематит типичен главным образом для сильномагнитных гранитоидов, тогда как ильменит — для обеих групп. В неизмененных гранитоидах наблюдается прямая корреляция между содержанием гематита и магнетита (+0,59), причем пределы изменения содержания обоих минералов различаются примерно на 3—4 порядка [28].

Хотя минералы этой серии обладают гораздо меньшей (по сравнению с титаномагнетитами) магнитной восприимчивостью, их роль в магнетизме горных пород довольно велика. Гемойльмениты, образуясь в результате окисления и распада твердых растворов титаномагнетитов, играют роль дефектов, затрудняющих смещение доменных границ в титаномагнетитах. С увеличением количества дефектов вначале естественная остаточная намагниченность J_n растет, а после достижения критической концентрации падает; обратимая намагниченность J_i с возрастанием концентрации дефектов монотонно уменьшается [62, 99].

Диагностика ферромагнитных минералов в породах является сложной задачей, решаемой комплексом различных методов. Наряду с магнитными методами используются минералогический, химический и рентгеноспектральный анализы. Все эти методы детально описаны в специальной литературе [14, 38, 59, 95 и др.]. Здесь кратко охарактеризованы возможности некоторых методов определения ферромагнитных минералов.

Одним из наиболее распространенных методов является оптическое изучение ферромагнетиков в шлифах и аншлифах. Этот метод позволяет непосредственно определить форму и размер частиц, взаимоотношение ферромагнетика с другими минералами и установить последовательность кристаллизации различных его фаз. Для изучения неоднородностей, структур тонких минеральных сростаний и диагностирования фаз в титаномагнетитах применяется электронная микроскопия [4, 14].

Состав ферромагнитных минералов определяется посредством химических и рентгеноспектральных (электронное микрозондирование) анализов. При выделении чистых мономинеральных фракций в химических анализах определяется среднее содержание во фракции FeO , Fe_2O_3 , TiO_2 , а также примесей MgO , MnO , Al_2O_3 и др. В отличие от химического анализа электронное

микрондирование позволяет оценивать локальные неоднородности в распределении элементов в пределах отдельного зерна.

Наиболее доступными и распространенными методами являются магнитные. Однако ни один из них, за исключением определений точки Кюри, не устанавливает состав, не позволяя однозначно идентифицировать минерал.

Магнитные методы исследования горных пород* можно условно разделить на несколько групп, положив в основу различные принципы [90]:

1) по типу применяемой измерительной аппаратуры — *магнитометрические, индукционные, баллистические, динамические* и др.;

2) по характеру внешних воздействий на образец — *связанные с применением высоких и низких температур, магнитных полей, механических напряжений, γ -облучения* и т. д.;

3) по характеру полей, действующих на образец — *переменное и постоянное поле*.

Каждый метод в отдельности обладает теми или иными достоинствами и недостатками и неоднозначно объясняет результаты. Сочетание хотя бы двух методов, например изучение зависимости $J_n(H \sim)$ и $J_n(T)$, уменьшает неопределенность выводов, так как влияние на ферромагнетик переменного поля $H \sim$ или высокой температуры T (помимо некоторых общих черт) выявляет отдельные особенности, характеризующие остаточную намагниченность при воздействии на нее именно этого фактора.

Важным условием, позволяющим наиболее эффективно использовать возможности петрофизических исследований, является четкое планирование их последовательности. По измеренной магнитной восприимчивости пород можно предварительно довольно грубо разделить их на классы слабомагнитных и магнитных. Уже на этом этапе исследований необходимо четко представлять петрологические особенности пород выделенных классов. В пределах каждого класса выбираются характерные породы со средними и отклоняющимися в обе стороны от средних значениями магнитной восприимчивости.

Объем каждой выборки зависит от условий решаемой задачи; в общем случае она обычно составляет 0,1—0,2 исходной. В каждой из выборок измеряется J_n пород и анализируется взаимоотношение петромагнитных групп пород, разделяющихся по совокупности двух параметров. Наиболее наглядный и простой способ предварительного анализа — построение двумерных диаграмм $J_i \wedge J_h$ или $\chi \wedge J_n$ [1]. Определение с помощью такой диаграммы третьего параметра Q позволяет сделать предварительный вывод о природе J_n , характеризующей каждую из выделенных групп пород. Обоснованное объяснение различий в магнит-

* Методы перечислены от наиболее к наименее распространенным; наиболее употребительные выделены курсивом.

ных свойствах пород на этом этапе требует знания их различий в химическом и минеральном составе.

Затем можно исследовать $J_n(H \sim)$, изучать коэрцитивные свойства ферромагнетика пород при анализе кривых намагничивания, моделировании J_n путем эмпирического подбора факторов намагничивания [95] и т. д. Цель этих исследований — получить наиболее полную информацию о свойствах остаточной намагниченности ферромагнетика и попытаться определить, какие особенности J_n связаны с условиями ее образования, а какие — со свойствами ферромагнетика. Как и в предыдущем случае, эти исследования выполняются на образцах, характеризующих стандартные и отклоняющиеся от них породы внутри каждой петромагнитной группы. Исследования спектров блокирующих температур остаточной намагниченности по смыслу относятся к этому этапу, однако, учитывая их трудоемкость и необратимые изменения в образцах, делающие их непригодными для дальнейшего изучения, этот вид исследований целесообразно проводить по сокращенным выборкам.

Следующий (наиболее трудоемкий) этап — изучение магнитными методами состава ферромагнетика. Чаще всего для этого применяется изучение распределений блокирующих температур ферромагнетика по кривым $J_{rs}(T)$ и температурной зависимости χ [6, 52 и др.].

Разделение двух последних этапов в качестве самостоятельных довольно условно и сделано прежде всего по признаку трудоемкости исследований. Результаты на обоих этапах во многом перекрываются и требуют для объяснения применения таких методов, как изучение структурных неоднородностей ферромагнетика посредством электронной микроскопии, локальных неоднородностей состава с помощью микрорентгеновского анализа, параметров кристаллической решетки и т. д.

§ 2. МАГНИТНЫЕ ПАРАМЕТРЫ ГОРНЫХ ПОРОД И МЕТОДЫ ИХ ОПРЕДЕЛЕНИЯ

Магнетизм горных пород в большинстве случаев изучается с помощью некоторых магнитных параметров, количество которых зависит от типа решаемой задачи.

Для построения многоуровневой петромагнитной классификации и выделения петромагнитных групп гранитоидов вполне достаточно двух легко определяемых параметров — магнитной восприимчивости χ (или обратимой намагниченности J_i) и естественной остаточной намагниченности J_n . Изучение ферромагнетиков внутри выделенных петромагнитных групп различных уровней требует более трудоемких исследований — анализа особенностей J_{rs} , $J_{rs}(T)$, $\dot{f}(H)$ и других параметров. Описывая ферромагнетики посредством этих параметров, можно связывать их характерные особенности с условиями их кристаллизации и та-

ким образом делать косвенные заключения об условиях формирования самих пород.

Ниже перечисляются некоторые наиболее употребительные магнитные параметры и методы их определения.

1. *Обратимая (индуцированная) намагниченность* J_i — часть полной намагниченности породы, значение и направление которой определяются значением и направлением суммарного (внешнего и создаваемого образцом) поля в точке измерения. В области малых полей (порядка земного) J_i в большинстве случаев линейно связано с напряженностью внешнего поля $J_i = \kappa H_e$.

Намагниченность J_i (или κ) зависит от концентрации и состава ферромагнетика, формы, размеров и взаимного расположения отдельных частиц, пространственной ориентации доменных структур в отдельных частицах и в целом по образцу, направления H_e относительно образца, размера и направления механических напряжений, температуры образца и в общем случае от H_e .

Количественный вклад каждого из этих факторов меняется от объекта к объекту. В гранитоидах при содержании ферромагнетика $\leq 3\%$ решающими являются его концентрация и состав, а при известном составе — его концентрация [71]. Поэтому в однородной выборке наблюдается сильная связь между магнитной восприимчивостью и концентрацией ферромагнетика.

2. *Естественная остаточная намагниченность* J_n — стабильная часть полной намагниченности породы, не изменяющая значения и направления независимо от значения и направления H_e при условии, что напряженность внешнего поля меньше напряженности того поля, в котором J_n образовалась.

Намагниченность J_n зависит от тех же факторов, что и J_i , за исключением явной зависимости от поля H_e . Кроме того, в отличие от J_i , на J_n сильно влияют количество и характер пространственного распределения внутри решетки ферромагнетика различного рода дефектов. Последний фактор, а следовательно, и естественная остаточная намагниченность J_n в значительной мере связаны с условиями образования ферромагнетика и влиянием на него посткристаллизационных процессов. Вследствие этого породы, образовавшиеся в сходных термодинамических условиях из близкого по составу первичного расплава, обладают близкими κ и J_n . Если же такие породы претерпевают различные по характеру или интенсивности посткристаллизационные преобразования, они, как правило, сильно различаются по значению J_n и ее стабильности по отношению к любым лабораторным воздействиям. Большинство реконструкций геологических условий, в которых образовалась J_n (или ее определенная часть), основывается на этом ее последнем свойстве [1].

В подавляющем большинстве случаев от 30 до 90% вклада в естественную остаточную намагниченность гранитоидов составляет вязкая J_{rv} или термовязкая J_{rtv} намагниченность [71]. Важ-

ной характеристикой J_n как вектора является его направление в системе координат, ориентированной относительно геологических образований. Эта характеристика используется главным образом в палеомагнетизме [62, 95], в настоящей работе не рассматривается.

3. *Фактор Кенигсбергера* $Q = J_n/J_i = J_n/(kH)$. Поскольку в это выражение входят оба рассмотренных выше параметра, их пропорциональное изменение не отражается на значении Q . Таким образом, значения Q зависят в первую очередь от тех причин, которые приводят к преимущественному изменению какого-либо параметра; это могут быть поле, в котором возникает J_n , характер распределения дефектов в кристаллической решетке ферромагнетика, связанный с условиями образования намагниченности, и т. п. Поэтому большинство магнитологов [1, 28, 46] придерживается мнения, что Q более всего отражает условия образования пород в той стадии, когда ферромагнетик уже сформировался в виде самостоятельной минеральной фазы.

Перечисленные параметры — J_i , J_n , Q — можно измерить (или рассчитать по результатам измерений) при помощи серийной аппаратуры, не применяя специального лабораторного оборудования. Поэтому они широко применяются при решении самых разнообразных геологических задач. Параметры k и J_n несут значительную часть информации о ферромагнетике пород и условиях его образования, поэтому оба [1, 28], а в отдельных случаях один из них [21], служат основой для построения различного рода петромагнитных классификаций.

Получение всех остальных параметров, рассматриваемых ниже, связано с воздействием на образцы переменных или постоянных магнитных полей, высоких температур, жесткого γ -излучения и т. д. Каждый из этих дополнительных параметров отражает сравнительно узкий класс свойств ферромагнетика и применяется для решения специальных задач и определения характерных свойств ферромагнетиков в группах пород, выделенных предварительно по k и J_n . Определение этих параметров сопровождается изменением тех или иных физических свойств изучаемых пород, тем большим, чем сильнее воздействие, испытанное образцами при лабораторных воздействиях.

4. *Размагничивание J_n переменным магнитным полем; коэрцитивные спектры J_n при изучении характерных особенностей J_n* . Интерпретация результатов размагничивания J_n переменным полем основана на том, что J_n тем стабильнее [кривая $J_n(H_{\sim})$ идет тем более полого], чем большей магнитной жесткостью обладает ферромагнетик и чем более сильные внешние воздействия он испытал в период образования J_n . Экспериментальные результаты подтверждают эту точку зрения [1, 95].

Сравнение кривых $J_n(H_{\sim})$ довольно неудобно и громоздко. Если в ходе исследований не ставится специальных задач и цель их — сопоставление магнитной жесткости J_n , то можно рекомен-

довать пересчет первичных кривых $J_n(H_{\sim})$ в кривые производных $\Delta J_n(H_{\sim})/\Delta H_{\sim}$ [95]. Кривая $\Delta J_n/\Delta H_{\sim}$ носит название коэрцитивного спектра естественной остаточной намагниченности* и в большинстве случаев характеризуется двумя параметрами: максимальной производной $\Delta J_n/\Delta H_{\max\sim}$ и полем $H_{\max\sim}$, при котором производная достигает максимального значения. Вынесение обоих параметров на корреляционную диаграмму $H_{\max\sim} \Delta J_n/\Delta H_{\max\sim}$ позволяет наглядно и сравнительно просто устанавливать признаки сходства или различия между сравниваемыми выборками.

Как правило, чем меньше $\Delta J_n/\Delta H_{\max\sim}$, тем больше $H_{\max\sim}$ и наоборот. Однако более или менее жесткая обратная зависимость между обоими параметрами наблюдается лишь в тех случаях, когда сравниваются породы, содержащие близкий по свойствам ферромагнетик и обладающие J_n , единой по природе, но возникшей в различных условиях. Примерами могут служить парциальная термонамагниченность, образованная при различающихся температурах T , или вязкая намагниченность, созданная за различные промежутки времени t .

5. *Остаточная намагниченность насыщения J_{rs}* возникает в образцах под действием поля насыщения H_s (J_{rs} — предельная остаточная намагниченность вне зависимости от того, каким образом она получена, при условии, что состав ферромагнетика в процессе образования J_{rs} остается все время постоянным). В чистых диа- или парамагнетиках J_r не образуется. Поэтому самый простой способ обнаружения механической примеси ферромагнетика в кристаллической решетке диа- и парамагнетиков — измерение магнитного момента исследуемого вещества после воздействия на него сильного $[(1 \div 2) \cdot 10^6 \text{ А/м}]$ постоянного магнитного поля. Появление в пробе остаточной намагниченности указывает на присутствие в ней того-или иного количества ферромагнетика.

Экспериментально установлена связь между J_{rs} и всеми факторами, перечисленными в п. 2.

6. *Коэрцитивный спектр определенного вида остаточной намагниченности* [71, 95] горной породы — распределение критических полей $f(H_c)$ — статистическая характеристика образца, содержащего ансамбль ферромагнитных частиц с индивидуальными критическими полями H_c , зависящими от многих факторов (см. пункты 1 и 2). При близких форме и размерах ферромагнитных частиц критическое поле H_c тем выше, чем больше количество и степень упорядоченности включений или структурных микродефектов.

* В некоторых работах [71] под коэрцитивным спектром понимается более сложная кривая, для расчета которой используется формула $f(H) = (3dJ_n/dH + Hd^2J_n/dH^2)/J_s$. Однако в большинстве случаев достаточно надежно можно сопоставить результаты при использовании кривых $\Delta J_n/\Delta H$.

Подобно коэрцитивным спектрам $\Delta/J_n(H \sim)/\Delta H$ (см. п. 4), можно рассчитать спектры любой остаточной намагниченности, создаваемой в образце в лабораторных условиях под действием как постоянных, так и переменных полей. Методика расчетов подобна рассмотренной в п. 4; для предварительного сравнения между собой изучаемых пород или целых выборок удобны корреляционные диаграммы $H_{\max} \Delta J_{rx}/\Delta H_{\max}$, где J_{rx} — любой вид остаточной намагниченности. При сравнении коэрцитивных спектров одной и той же остаточной намагниченности исключается неопределенность, связанная с ее происхождением. В этом случае спектры характеризуют собственно ферромагнетик различных пород, подвергаемый действию одних и тех же факторов.

Воздействие на ферромагнетик магнитных полей не влияет на его состав и кристаллическую решетку, поэтому путем целенаправленного изменения тех или иных условий, при которых намагничивается образец, можно так подобрать их сочетание, чтобы спектр искусственной намагниченности породы сколь угодно мало отличался от спектра ее естественной остаточной намагниченности. Подобная методика «воспроизведения» J_n при действии на образец контролируемых факторов в некоторых случаях позволяет делать выводы о ее происхождении [95]. Именно таким путем была оценена доля вязкой составляющей в J_n интрузивных гранитоидов.

При расчетах коэрцитивных спектров различных видов остаточной намагниченности следует принимать во внимание, что ферромагнетик, заключенный в горных породах, в общем случае представляет собой сложную многокомпонентную пространственно неоднородную систему, между отдельными элементами которой возможно внутреннее взаимодействие, зависящее от макросостояния всей системы в целом. Внутренние поля H_i , действующие между отдельными частицами ферромагнетика внутри породы и внутри каждого зерна между различными его частями, зависят от намагниченности образца, которая в свою очередь определяется внешним полем H_e и интенсивностью или длительностью действия дополнительных факторов — температуры T , давления p , времени t и т. д.

Поэтому соответствующие друг другу максимумы на спектрах остаточной намагниченности различного происхождения, как правило, оказываются смещенными относительно друг друга. Например, спектры нормального намагничивания обычно смещены относительно спектров идеальной и термоостаточной намагниченности, последние также не совпадают между собой.

Существуют методические приемы, позволяющие строить двумерные диаграммы, характеризующие распределения критических полей, свойственные той или иной остаточной намагниченности [71], и учитывать значение и характер внутренних взаимодействий, однако эти приемы довольно сложны и трудоемки и не рекомендуются при массовых петромагнитных исследованиях.

Наиболее простой и достаточно надежный способ, обеспечивающий сравнительно небольшую погрешность, — изучение распределений $f(H_e)$ ферромагнетика по некоторым видам остаточной намагниченности, создаваемой в нем под действием земного поля H_e . Таким образом, можно получить намагниченность идеальную $J_{ri}(H_e, H_{\sim})$, вязкую $J_{rv}(H, t)$, парциальную $J_{rip}(H, T < T_c)$ и полную $J_{ri}(H, T)$. Исследования показали, что во всех этих случаях $H_e \gg H_i$, а это позволяет практически пренебречь искажением результатов за счет возникновения H_i и приблизить свойства получаемых в лаборатории некоторых видов остаточной намагниченности к свойствам соответствующих составляющих J_n , также образовавшихся в породах под действием земного поля.

Сравнение между собой спектров идеальной и нормальной остаточной намагниченности позволяет довольно легко и надежно определять присутствие в породах однодоменных невзаимодействующих частиц. Если в системе содержатся только такие частицы, то H_i не играет существенной роли и нет смещения максимумов спектров за счет возникновения и роста H_i [10, 71, 98]. Соответствующие друг другу максимумы всех спектров имеют одинаковое местоположение, а сами спектры различаются лишь вертикальным масштабом. Невыполнение этого условия или частичное его выполнение свидетельствует о сложной магнитной структуре ферромагнетика изучаемой горной породы.

7. *Термомагнитный анализ (ТМА)* в различных модификациях используется преимущественно для определения состава ферромагнетика. Методика и различные аспекты применения ТМА детально рассмотрены в литературе [14, 59, 62 и др.], поэтому мы ограничимся отдельными замечаниями и обсуждением специфических особенностей ТМА.

Подобно тому, как в общем случае различаются коэрцитивные спектры J_n и любого из видов остаточной намагниченности, созданной в образце в лабораторных условиях, различаются и спектры блокирующих температур $f(T_b)$ естественной остаточной намагниченности и любого ее «искусственного» вида; спектр блокирующих температур $f(T_b)$ любой намагниченности, как правило, лишь частично совпадает со спектром температур Кюри $f(T_c)$.

Эти расхождения объясняются несколькими причинами. Две из них наиболее важные. 1. Любая J_n обычно представляет собой сумму нескольких различных по происхождению составляющих, которые полностью воспроизвести в лабораторных условиях практически невозможно. 2. Между T_b и T_c существует лишь частичное соответствие. Первая причина очевидна и не нуждается в комментариях, поэтому мы остановимся на второй.

Прежде чем выяснить различия между спектрами блокирующих температур $f(T_b)$ и температур Кюри $f(T_c)$, определим сами

понятия этих температур. *Температура Кюри* вещества T_c — температура, при которой происходит переход из ферромагнитного состояния в парамагнитное; этот переход сопровождается аномальными изменениями других параметров — теплоемкости, теплопроводности, электрической проводимости и др. [10]; T_c зависит от химического состава данного ферромагнитного вещества.

Блокирующая температура T_b данного объема ферромагнетика (группы зерен, единичного зерна или некоторой его части) — температура, при которой остаточная намагниченность данного объема практически становится равной нулю; T_b зависит от T_c ферромагнетика, от размера и формы отдельных зерен, характера магнитного взаимодействия внутри зерен и между ними и других факторов [52, 62]. Например, для игольчатых изолированных частиц ферромагнетика $T_b \approx T_c$, тогда как для изометричных многодоменных частиц T_b может быть ниже T_c на десятки и даже сотни градусов. Существует понятие «суперпарамагнитное состояние», которое предполагает практическую невозможность создания в системе таких частиц сколько-нибудь стабильной остаточной намагниченности; время релаксации для суперпарамагнитных частиц составляет доли секунд [62, 87]. По составу и некоторым другим свойствам суперпарамагнитные частицы должны относиться к ферромагнетикам, однако их размеры гораздо меньше размеров однодоменных частиц, и именно это обстоятельство определяет их аномальное поведение [71, 100].

Помимо различий химического состава ферромагнетика в целом, большую роль играют локальные его неоднородности. Гомогенная частица имеет одну более или менее отчетливо выраженную T_c , гетерогенная, имеющая четкие структуры распада, может обладать двумя и более T_c . Учитывая перечисленные факторы, влияющие на T_c и T_b , можно считать, что между спектрами $f(T_c)$ и $f(T_b)$ должно существовать некоторое соответствие, однако спектр $f(T_b)$ ферромагнетика включает в себя спектр $f(T_c)$ лишь как составную часть.

Спектр блокирующих температур $f(T_b)$ данного образца горной породы — это его статистическая характеристика, зависящая от T_c ферромагнетика, структурно-текстурных особенностей и характера нахождения зерен в породе. Спектр блокирующих температур включает в себя спектр температур Кюри $f(T_c)$ как частный случай. Для породы, содержащей одноосные однодоменные локально однородные магнитно независимые частицы, $f(T_b) \approx f(T_c)$. В общем случае проведения ТМА $f(T_b)$ должен контролироваться построением спектра $f(T_c)$, который может быть получен посредством изучения зависимости $\chi(T)$ (см. § 1) или $J_s(T)$ [52, 88]. Совпадение отдельных максимумов в одних и тех же температурных интервалах на обеих кривых является свидетельством хотя бы частичной зависимости $f(T_b)$ от состава ферромагнетика.

Ни один из методов, применяемых при ТМА, не определяет ни относительное количество ферромагнетика, обладающего тем или иным химическим составом, ни химический состав магнитных фаз, обладающих той или иной T_c . Как правило, ТМА позволяет делать на этот счет лишь более или менее обоснованные предположения, подтверждаемые результатами химического анализа всей ферромагнитной фракции в целом, данными микронзондирования или электронной микроскопии по отдельным зернам и т. п. Недостаток подобного подхода очевиден: результаты, получаемые по отдельным элементам столь сложной системы, как ферромагнетик горной породы, переносятся на всю эту систему, или внутреннее строение ее загрубляется, некоторые особенности ускользают из поля зрения.

Единственный прямой метод, позволяющий хотя бы отчасти преодолеть эти недостатки ТМА, — термомагнитная сепарация (ТМС) ферромагнитной фракции, до сих пор в силу ряда причин не приобрел широкого распространения. Между тем методика ТМС за последние несколько лет значительно усовершенствовалась, появилось достаточное количество работ, позволяющих рассматривать ТМС как один из наиболее перспективных методов петромагнитных исследований [14, 59].

ЗАМЕЧАНИЯ К МЕТОДИКЕ ПЕТРОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В качестве измерительной аппаратуры наибольшей универсальностью обладают астатические магнитометры. Позволяя определять как полный магнитный момент любого образца, так и его составляющие (обратимую и необратимую), астатические магнитометры применяются для любых видов лабораторных исследований, являясь измерительными приборами как общего, так и специального назначения. Различные способы применения астатических магнитометров детально описаны в литературе [62, 88], поэтому здесь они не рассмотрены.

Индукционный метод измерения обратимой составляющей магнитного момента (приборы ИМВ-2, КТ-3) не обладает универсальностью магнитометрического метода. Однако портативность аппаратуры, простота процесса измерений и малая их трудоемкость позволяют измерять магнитную восприимчивость даже в сложных полевых условиях. Этим объясняется широкое распространение индукционного метода при геологических исследованиях самого различного назначения. Помимо этого индукционный метод можно использовать при некоторых специфических лабораторных исследованиях. Например, при ТМА необходим постоянный контроль состояния ферромагнетика. Нагревание образца в условиях свободного доступа воздуха приводит обычно к необратимым химическим и структурным изменениям, которые влияют на магнитные свойства. Главное преимущество



индукционного метода перед магнитометрическим — независимость измерения обратимой намагниченности от наличия в образце остаточной намагниченности — позволяет быстро и эффективно контролировать стабильность ферромагнетика, определяя магнитную восприимчивость образца после каждого цикла нагревания даже в тех случаях, когда $J_r \gg J_i$ и магнитометрический метод непригоден.

Термоизолирующая насадка на первичный преобразователь, сделанная из плоскопараллельной фарфоровой пластинки толщиной 5—6 мм, позволяет использовать прибор ИМВ-2 для изучения зависимости $\chi(T)$. Вдоль пластинки делается цилиндрическая канавка глубиной ~ 1 мм, которая помогает добиться идентичности условий измерения магнитной восприимчивости проб, помещенных в ампулы.

Опыт исследований, накопленный в лаборатории физических свойств горных пород ВСЕГЕИ, показывает, что изучение зависимостей $J_{rs}(T)$, $\chi(T)$ дает вполне удовлетворительные результаты при использовании порошковых проб, запрессованных в тонкостенные трубочки из электрофарфора. Электрофарфор обладает высокой механической прочностью, допускает многократное нагревание до температур не менее 1000°C , не содержит ферромагнитных примесей и является хорошим термоизолятором. Специальные исследования показали, что поверхность фарфоровых трубочек с толщиной стенок ~ 1 мм (с начальной температурой 600°C) охлаждается на воздухе при комнатной температуре со скоростью не более $20\text{—}30^\circ/\text{мин}$. Таким образом, погрешность определения T_c с помощью ИМВ-2 по кривой $\chi(T)$, связанная с охлаждением ферромагнетика, помещенного внутрь трубочки, при длительности измерения ≤ 5 с не превышает $1,5\text{—}2^\circ$. Применение описанного способа позволяет в одном цикле определять кривые $J_{rs}(T)$ и $\chi(T)$, что значительно повышает информативность термомагнитных исследований, сокращает их трудоемкость и заметно уменьшает расход исследуемого материала.

Выше было отмечено, что значение J_{rs} ферромагнетика зависит не только от его состава, но и от многих других факторов. Приготовление искусственных проб путем извлечения ферромагнитной фракции из пород, ее истирания до размеров не более единиц микрон, смешивания до получения определенной низкой концентрации (не более 1%) с тонко растертым неферромагнитным наполнителем (например, чистым кварцевым песком) позволяет во всех сравниваемых пробах сделать практически одинаковой зависимость J_{rs} от концентрации, формы, размера, взаимного расположения и пространственной ориентации отдельных частиц. При такой методике исследований наибольшая роль в различиях J_{rs} сравниваемых пород определяется различиями состава ферромагнетика.

§ 3. МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для изучения магнитных свойств интрузивных гранитоидов первичные множества были выделены посредством наложения жестких ограничений на элементы множеств. Из рассмотрения были исключены все породы: 1) содержащие $\text{SiO}_2 < 58\%$ и $> 73\%$; 2) в той или иной степени затронутые вторичными процессами, 3) заведомо метасоматические и субинтрузивные.

Результаты измерений κ и J_n признанных пригодными образцов интрузивных гранитоидов были вынесены на корреляционную диаграмму κ и J_n . Полученное точечное распределение было осреднено методом «скользящего окна» [17, 29, 31, 57, 66 и др.].

ОЦЕНКА ПАРАМЕТРОВ «СКОльзяЩЕГО ОКНА»

Известно несколько разновидностей метода осреднения «скользящим окном» [17, 57]. Наиболее простой является модификация, которая обеспечивает «линейную фильтрацию». Всем элементам (точкам) множества, попавшим внутрь «окна», приписывается одинаковый «вес», равный 1; исключение составляют элементы, попадающие на границы «окна», их «вес» принимается равным 0,5. Сумма точек приписывается «узлу», расположенному в центре «окна». После подсчета «окно» смещается с постоянным шагом l_x вдоль одной из осей и вся процедура повторяется. После подсчета элементов в «строке» выполняется аналогичный подсчет в соседней «строке», смещенной относительно первой на шаг l_y . Значения l_x и l_y зависят от длины сторон «окна»; $l_x/\Delta x = l_y/\Delta y$ обычно выбирается в пределах $1/2 - 1/3$, что обеспечивает частичное перекрытие распределения «окном» в соседних положениях.

Длина стороны «окна» выбирается исходя из следующих соображений. Пусть на кривой распределения переменной x наблюдается N максимумов, каждому из которых соответствуют модальные значения переменной $\hat{x}_1 < \hat{x}_2 < \dots < \hat{x}_N$, и $N-1$ относительных минимумов, где переменная имеет значения $\hat{x}_1 < \hat{x}_2 < \dots < \hat{x}_{N-1}$ (рис. 1). Очевидно, что лучшей оценкой для Δx будет значение, линейно зависящее от средней длины интервала, от некоторого минимального (максимального) значения до ближайшего максимального (минимального):

$$\overline{\Delta x} = K^{-1} N^{*-1} \sum_{i=1}^N L_i,$$

где K — числовой параметр; L_i — длина интервала; $N^* = 2N - 1$ — число интервалов.

Так как $\sum_{i=1}^N L_i = (\hat{x}_N - \check{x}_{N-1}) + (\check{x}_{N-1} - \hat{x}_{N-1}) + \dots + (\check{x}_1 - \hat{x}_1) = \hat{x}_N - \hat{x}_1$, то $\overline{\Delta x} = (K)^{-1} (2N - 1)^{-1} (\hat{x}_N - \hat{x}_1)$. Чтобы избежать полного сглаживания распределения, необходимо длину стороны «окна» выбрать не менее, чем в $K \approx 2$ раз короче рас-

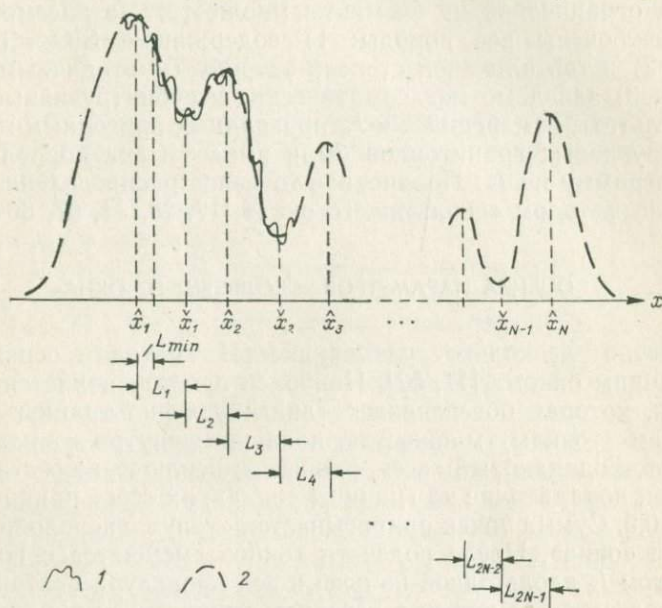


Рис. 1. Оценка длины стороны «скользящего окна».

Распределение: 1 — эмпирическое, 2 — предварительно сглаженное.

стояния между двумя соседними максимумами. Поэтому окончательно примем оценку

$$\overline{\Delta x} \approx 0,5 (2N - 1)^{-1} (\hat{x}_N - \hat{x}_1).$$

Аналогично рассчитывается длина второй стороны «окна». Учитывая длину обеих сторон Δx и Δy , можно определить «средний порог распознавания» множествов на двумерной диаграмме

$$\Delta P = \sqrt{(\Delta x)^2 + (\Delta y)^2}.$$

Множества, разделенные на диаграмме расстоянием, меньшим ΔP , становятся неразличимыми, сливаясь в одно. По сравнению с вариационной кривой двумерная диаграмма имеет в $\sim \sqrt{2}$ раз более высокий «порог распознавания».

Еще один параметр, характеризующий сглаживающие свойства «окна», — «коэффициент пропускания» $\lambda = \left| \frac{m_1 - m_2}{m_1 + m_2} \right|$, где

m_1 и m_2 — число элементов множества в соседних узлах сетки диаграммы после осреднения ($0 \leq \lambda \leq 1$).

Коэффициент λ позволяет определить эффективность сглаживания при заданных параметрах «окна» Δx , Δy , l_x и l_y . Если по всей площади диаграммы $\bar{\lambda} = \sum_{i=1}^n \lambda_i / n \approx 0$, то сглаживание чересчур сильно и необходимо уменьшить Δx и Δy и увеличить l_x и l_y . При $\bar{\lambda} \approx 1$ сглаживание малоэффективно, поэтому следует увеличить длину сторон «окна» и уменьшить шаг перемещения. Оптимальное значение $\lambda \approx 0,3 \div 0,5$.

Анализируя зависимость λ от m_1 и m_2 , нетрудно убедиться, что при $m_1 \approx m_2$ «коэффициент пропускания» тем больше, чем меньше $m_1 + m_2$. Следовательно, в области небольших и мало различающихся m «скользящее окно» почти не подавляет «сигнал», а только выравнивает значения m в соседних точках за счет осреднения по всей площади «окна». При $m_1 + m_2 \gg m_1$ или $\gg m_2$ ($\lambda \approx 0$) подавление «сигнала» наиболее сильно. При $m_1 \gg m_2$ ($\lambda \approx 1$) локальный «сигнал» свободно пропускается «окном».

Так как любые случайные процессы приводят к рассеиванию «сигнала», то противоположное явление — его локализация — свидетельствует о неслучайности, закономерности процесса. Следовательно, метод «скользящего окна» позволяет эффективно решить основную задачу осреднения — подавление случайных и сохранение устойчивых, закономерных связей между обеими переменными.

Следующий этап обработки — анализ взаимоотношений между элементами выделенных множеств и между самими множествами на всех уровнях. Этот анализ требует сопоставления магнитных параметров множеств с параметрами, определенными другими методами.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТАКСОНОМИЧЕСКОГО СХОДСТВА МНОЖЕСТВ, ГРУППОВОЙ АНАЛИЗ ПРИЗНАКОВ

В настоящее время разработано несколько способов определения «таксономического родства» или «таксономического сходства» множеств [17, 26, 57, 66]. Однако применимость этих способов часто ограничена теми или иными начальными условиями, а иногда просто сложностью и трудоемкостью вычислительного аппарата.

Между тем можно видоизменить методы расчета таким образом, чтобы не только упростить сами вычислительные операции, но и расширить возможность сопоставления на класс неоднородных множеств. Пусть каждый элемент однородного множества a_1, a_2, \dots, a_N характеризуется N слабосвязанными параметрами

рами*: $a_1(x_1, y_1, \dots, q_1), a_2(x_2, y_2, \dots, q_2), \dots, a_N(x_N, y_N, \dots, q_N)$ и формально может быть представлен как точка в n -мерном пространстве [34, 57] однородных признаков. Соответственно точка $A(x_A, y_A, \dots, q_A)$, где $x_A = \bar{x} = (x_1 + x_2 + \dots + x_N)/N$; $y_A = \bar{y} = (y_1 + y_2 + \dots + y_N)/N$; \dots ; $q_A = \bar{q} = (q_1 + q_2 + \dots + q_N)/N$; N — число точек (элементов множества), принадлежит тому же пространству, так как получено путем линейной операции и описывается полной группой тех же однородных признаков (параметров).

В одномерном пространстве расстояние между двумя произвольными точками K и M равно $R_1 = \sqrt{(x_K - x_M)^2} = x_K - x_M$, в двумерном $R_2 = \sqrt{(x_K - x_M)^2 + (y_K - y_M)^2}$, в трехмерном $R_3 = \sqrt{(x_K - x_M)^2 + (y_K - y_M)^2 + (z_K - z_M)^2}, \dots$, в n -мерном $R_n = \sqrt{(x_K - x_M)^2 + (y_K - y_M)^2 + \dots + (q_K - q_M)^2}$.

Очевидно, что для точки A , принадлежащей этому же множеству, последнее выражение также справедливо. Поэтому, подставив ее параметры, получим

$$R_n = \sqrt{(x_K - \bar{x})^2 + (y_K - \bar{y})^2 + \dots + (q_K - \bar{q})^2}.$$

Итак, каждую из точек n -мерного пространства можно описать значением модуля вектора, проведенного из этой точки в точку со средними значениями каждой из переменных. Сама операция представления величин в виде векторной суммы является операцией отображения (трансформации) n -мерного пространства в одномерное.

Очевидно, R_n можно считать мерой сходства в любом пространстве, определяемом группой однородных переменных. Однако использовать R_n для сравнения даже одних и тех же множеств в различных пространствах невозможно, тем более трудно сравнивать различные множества в различных пространствах независимо от того, связаны ли эти различия с неоднородностью переменных или с различной мерностью пространств.

Кроме того, анализ выражения для R_n показывает еще один недостаток параметра. При $x_K - \bar{x} = y_K - \bar{y} = \dots = q_K - \bar{q} = 0$, очевидно, $R_n = 0$, что соответствует случаю полного таксономиче-

* Величины (обычно средние), численно характеризующие некоторый элемент a_i (например, образец), являются его параметрами. Для системы (множества) A , составленной из подобных элементов, параметры каждого из них являются переменными, изменяясь от элемента к элементу. В свою очередь средние значения, характеризующие множество A и являющиеся его параметрами, для множества более высокого порядка общности окажутся переменными. Таким образом, различие понятий «параметр» и «переменная» условно, применение любого из этих терминов, очевидно, должно особо оговариваться в каждом отдельном случае.

ского сходства, выражающегося в слиянии обеих точек. Верхний же предел выражения не ограничен и зависит от количества переменных, описывающих каждый элемент, и от характера распределения каждой переменной. Поэтому сравнивать между собой элементы, далеко отстоящие друг от друга, довольно неудобно и громоздко.

Если нормировать R_n по отдельным переменным и по числу переменных n :

$$R_n = \frac{1}{\sqrt{n}} \sqrt{\frac{(x_k - \bar{x})^2}{\bar{x}^2} + \frac{(y_k - \bar{y})^2}{\bar{y}^2} + \dots + \frac{(q_k - \bar{q})^2}{\bar{q}^2}},$$

то пределы изменения R_n стягиваются к началу координат и становятся независимыми как от числа переменных, так и от свойств распределения каждой переменной внутри множества.

Таким же образом можно рассчитать таксономическое сходство (ТС) между двумя произвольными единичными элементами a_i и a_j множества, имеющего параметры $\bar{x}, \bar{y}, \dots, \bar{q}$:

$$R_n = (a_i, a_j) = \frac{1}{\sqrt{n}} \sqrt{\left(\frac{x_i - x_j}{\bar{x}}\right)^2 + \left(\frac{y_i - y_j}{\bar{y}}\right)^2 + \dots + \left(\frac{q_i - q_j}{\bar{q}}\right)^2},$$

или между двумя множествами A и B внутри множества более высокого порядка, состоящего из N^* элементов, для которого параметрами являются $x^* = \frac{1}{N^*} (x_A + x_B + \dots + x_Q)$; $\bar{y}^* = \frac{1}{N^*} (y_A + y_B + \dots + y_Q)$; \dots ; $\bar{q}^* = \frac{1}{N^*} (q_A + q_B + \dots + q_Q)$:

$$R_n(A, B) = \frac{1}{\sqrt{n}} \sqrt{\left(\frac{x_A - x_B}{x^*}\right)^2 + \left(\frac{y_A - y_B}{y^*}\right)^2 + \dots + \left(\frac{q_A - q_B}{q^*}\right)^2}.$$

Результаты расчетов R_n можно представить в матричной форме и в виде графов [81, 90]. Матрицы позволяют численно сравнить ТС, однако по ним трудно судить о взаимном положении элементов внутри множества, графы восполняют эти недостатки матриц. Таксономический граф — неориентированное упорядоченное $n(n-1)/2$ связное плоское точечное множество n -го порядка (при $n > 3$ в общем случае циклическое). Таксономический граф представляет собой отображение многомерного однородного пространства множеств в двумерное.

Метод расчета ТС позволяет не только определять обобщенное таксономическое расстояние любого элемента множества от стереотипа, но и находить расстояние между любыми элементами этого множества. Таким образом, можно определять «генетическую структуру» любого множества и сравнивать ее с «генетической структурой» другого однородного множества (пример дан в § 7).

Поскольку нормированное выражение для R_n позволяет находить ТС в единичном относительном пространстве, оно пригодно для определения ТС между элементами не только однородного, но также и неоднородных множеств, позволяя сравнивать между собой результаты описания одних и тех же множеств группами переменных G_1, G_2, \dots, G_N , т. е. дает возможность сопоставлять эффективность различных способов группового описания множеств.

Введение новых групповых параметров $R_{n_{A_1}}, R_{n_{A_2}}, \dots, R_{n_{A_N}}; R_{m_{A_1}}, R_{m_{A_2}}, \dots, R_{m_{A_N}}; R_{t_{A_1}}, \dots, R_{t_{A_N}}$ для описания множеств в отдельных случаях помогает разделить их даже тогда, когда обычные статистические методы оказываются малоэффективными. При помощи анализа групповых переменных можно найти некоторые новые свойства системы, хотя методы анализа не отличаются от традиционных. Например, можно рассчитать коэффициенты корреляции между групповыми переменными; в этом случае анализ позволяет установить, как ведет себя одна группа однородных между собой признаков при изменении другой также внутренние однородной группы.

Принципиально нового в таком подходе нет. Уже в течение многих лет рассчитываются коэффициенты корреляции между минералами в горных породах, хотя сами минералы в общем случае представляют собой сложные системы с переменным составом. Таким образом, групповой анализ — это видоизмененный давно известный метод, лишь несколько формализованный, но зато допускающий численные оценки на любом уровне общности систем.

МЕТОД ВЕТВЯЩИХСЯ СВЯЗЕЙ (МВС)

Для определения взаимоотношений между элементами внутри однородных систем (химических элементов в минерале, минералов в породе и т. д.) можно применять метод ветвящихся связей [57]. Однако в этом известном виде МВС — качественный метод выделения групп, непригодный для каких бы то ни было численных оценок.

Переход к численной модификации возможен при следующих основных допущениях.

1. Отрицательные парные коэффициенты корреляции между элементами однородной системы могут быть результатом как непосредственного (прямого), так и косвенного (через четную группу элементов) взаимодействия.

2. Положительные связи — результат только нулевого (типа $\langle a, a \rangle$) или косвенного (через элемент или нечетную группу элементов) взаимодействия.

3. (Следствие из пунктов 1 и 2.) Последовательность знаков связи любого элемента в полностью упорядоченной системе

в любую сторону от него имеет вид чередующегося ряда:
— + — + ...

4. Помимо линейных (цепочечных) возможны системы более высоких порядков; независимо от порядка системы правило последовательности знаков в ней сохраняется.

5. Из нескольких последовательностей, описывающих одну и ту же систему, наиболее вероятна та, которая имеет минимум нарушений в чередовании знаков.

6. Чем больше абсолютное значение коэффициента корреляции между двумя элементами, тем ближе они располагаются друг к другу в упорядоченной системе.

Для анализа МВС необходима матрица, в которую сведены все парные коэффициенты корреляции между элементами в системе. Наиболее удобным методом анализа подобных систем является представление их в виде графов («структурных модулей»), которые позволяют наглядно представить последовательность и особенности взаимоотношений отдельных элементов системы. В общем случае «структурный модуль» — это упорядоченный неориентированный связный граф n -го (по числу элементов) порядка, состоящий из цепей (простых и разветвленных) и циклов (простых и сложных). Для каждого из подграфов общего графа характерен свой порядок, отражающий особенности взаимоотношений внутри некоторой подгруппы элементов. Пример построения структурных модулей (СМ) приведен в § 8.

Анализ групп с помощью СМ имеет те же недостатки, что и другие методы, использующие результаты корреляционного анализа. В частности, надежность расчета r_{xy} зависит от численности выборки N . Влияния этого фактора можно частично избежать, если воспользоваться следующим приемом. Используя показатель z Фишера для оценки достоверности коэффициента корреляции, можно рассчитать критерий достоверности $t = z\sqrt{N-3} = (\sqrt{N-3}/2) \cdot \ln [(1+r_{xy})/(1-r_{xy})]$. Тогда вероятность взаимодействия между элементами x и y анализируемой группы можно оценить как $P(x, y) = 2\Phi(t)$, где $\Phi(t)$ — интеграл вероятности.

Другой возможный недостаток этого вида анализа — неоднородность анализируемого множества, приводящая к занижению, а иногда к неверной оценке коэффициента корреляции. Один из возможных способов устранения этого недостатка — предварительный анализ взаимоотношений элементов множества с помощью корреляционных диаграмм. Таким образом легко разделить подмножества, в которых r_{xy} имеет разный знак, иногда можно выделить подмножества, имеющие близкие значения r_{xy} , но занимающие на корреляционной диаграмме различные области. Еще один метод проверки однородности групп — определение ТС входящих в них элементов, описанный выше.

Методы математической обработки результатов являются отдельными элементами группового статистического анализа: выделение статистических множеств (групп) различных уровней общности, оценка степени их ТС и анализ внутренней структуры групп на каждом из уровней. Совместное применение этих методов позволяет рассчитать и посредством сравнения с известными из наблюдений закономерностями объяснить особенности поведения сложных систем. Таким образом можно построить многоуровневую модель любого сложного множества, допускающую численную оценку влияния на эту модель любых факторов на любом ее уровне.

ПЕТРОМАГНИТНАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ
ИНТРУЗИВНЫХ ГРАНИТОИДОВ

Наиболее распространенные плутонические образования — гранитоиды — всегда привлекали внимание исследователей как объект, с которым связано эндогенное рудообразование. В течение последних лет усилия многих исследователей были направлены на разработку новых эффективных способов извлечения геологической информации, заключенной в петромагнитной характеристике гранитоидов [24, 44, 46, 67, 72, 82, 91]. Целью этих исследований являлось нахождение связей между магнитными свойствами гранитоидов и геологическими факторами — химическим и минеральным составами пород, термодинамическими условиями кристаллизации породообразующей магмы, геотектонической позицией интрузивных тел, их металлогенической специализацией.

В результате работ было получено качественное решение многих задач. Однако количественное выражение взаимозависимости многих факторов до сих пор наталкивается на ряд трудностей, связанных в первую очередь с большим числом переменных и с сильным перекрытием множеств, каждое из которых описывает определенный геологический объект или группу сходных по отдельным признакам объектов. Более того, сами представления о «сходстве» во многом субъективны, так как геологические понятия часто не имеют количественного выражения. Поэтому между петрофизическими группами пород, имеющими количественную характеристику, и геологическими объектами в ряде случаев нет удовлетворительного соответствия.

Например, такая петрографическая разновидность, как гранит, подразделяется на пять петромагнитных групп с определенными пределами изменения магнитной восприимчивости. Среди гранитоидных формаций (диорит-гранодиорит-гранитовой, гранит-лейкогранитовой и др.) выделяются пара-ферромагнитные и ферромагнитные субформации [21].

Создание подобной классификации, механически объединяющей различные системы описания (например, петрологическую и петрофизическую) одного и того же множества, в большинстве случаев обречено на неудачу, так как отдельные элементы частных систем описания, как правило, не соответствуют, а иногда и вообще противоречат друг другу [24].

Последовательно и непротиворечиво решить задачи такого рода можно лишь посредством разработки «чистой» (т. е. независимой от других систем) классификации и последующего ее сравнения с другими системами. Цель сравнения состоит в нахождении соответствия между различными системами классици-

каций, расхождений между ними и в объяснении причин наблюдаемых расхождений.

Петромагнитная классификация гранитоидов, как и любая другая, имеет целью разделение изучаемого множества на группы эквивалентных объектов. Ее можно построить при выполнении нескольких взаимосвязанных условий.

1. Систему (геологический объект) следует описать посредством ограниченного числа однородных слабосвязанных параметров; увеличение в n раз числа параметров, описывающих систему, приводит к увеличению возможности ее дифференциации в самом благоприятном случае лишь в \sqrt{n} раз.

2. Необходимо, чтобы система классификации была последовательна (от уровня к уровню), непротиворечива (как внутри каждого уровня, так и в целом) и позволяла сопоставление с другими системами классификации.

3. Используемые параметры или любая их комбинация должны эффективно отражать (статистически устойчиво описывать) «внутреннее» состояние системы, связанное с ее составом и строением (например, с химическим составом исходного расплава, минеральным составом пород), которое зависит также и от условий ее образования (в частности, от условий кристаллизации и посткристаллизационных преобразований).

4. Необходимо, чтобы параметры были «сквозными», т. е. присущими всем без исключения породам.

5. Параметры (или их совокупность) должны давать возможность достаточно надежно дифференцировать систему. Для этого необходимо, во-первых, чтобы методы их определения были достаточно чувствительными и точными, во-вторых, сами параметры были непосредственно связаны с ограниченным числом элементов системы (т. е. с небольшим числом минералов).

Всем этим требованиям в значительной степени отвечают магнитные параметры горных пород [в частности, их магнитная восприимчивость χ , естественная остаточная намагниченность J_n , остаточная намагниченность насыщения J_{rs} , температура Кюри T_c , коэрцитивные спектры горных пород $f(H_c)$ и т. д.]. Магнитные свойства пород непосредственно связаны со сравнительно небольшим количеством минералов, а магнитные параметры существенно зависят даже от таких факторов, которые не проявляются в изменениях минерального состава (слабые нагревы, небольшие давления и т. д.) [62, 92]. Применяя для описания системы одновременно два параметра — обратимую $J_i = \chi H$ и необратимую J_n составляющие магнитного момента пород, мы еще более уменьшаем число изучаемых минералов, ограничивая их только ферромагнитными. Современная лабораторная аппаратура позволяет проводить массовые измерения магнитных параметров пород в широком диапазоне значений (~ 6 порядков) с погрешностью не выше $\pm 10\%$. Магнитной съемкой покрыта

вся территория Советского Союза, методы интерпретации магнитных полей хорошо разработаны. Все это позволяет использовать магнитные свойства пород для разработки системы их статистической классификации.

§ 4. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГРАНИТОИДОВ ПО МАГНИТНЫМ ПАРАМЕТРАМ

При составлении петромагнитной классификации гранитоидов прежде всего необходимо изучить характер распределения

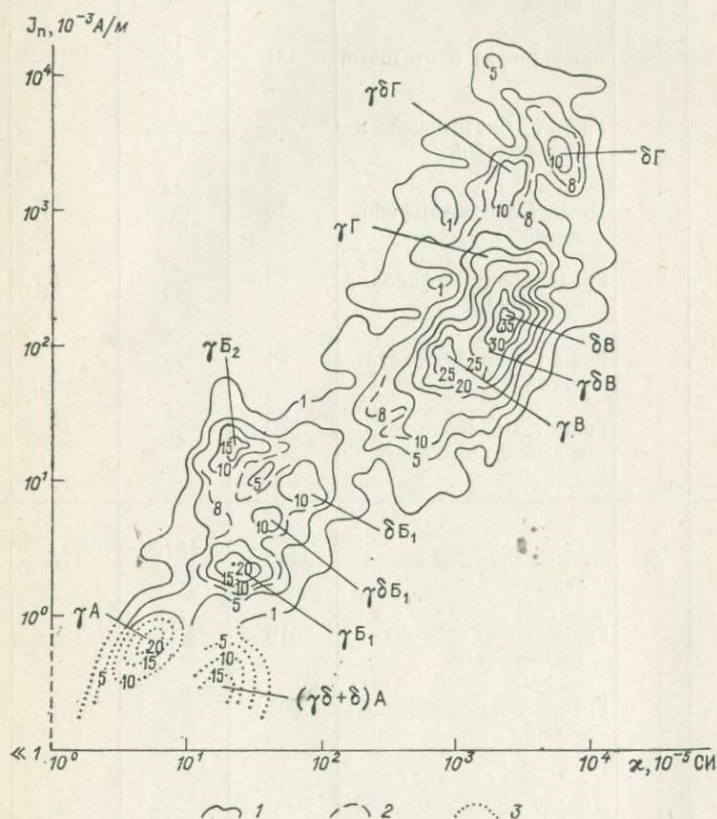


Рис. 2. Распределение интрузивных гранитоидов по магнитной восприимчивости χ и естественной остаточной намагниченности J_n .

Изолинии: 1 — основные, 2 — дополнительные, 3 — построенные только по χ .
Оцифровка изолиний: 1=0,1% случаев.

Названия комплексов, по которым использованы данные, приведены в табл. 2.

гранитоидов по магнитным параметрам на двумерной диаграмме χ и J_n . Для этого на диаграмму было нанесено $N=1217$ парных значений χ и J_n образцов интрузивных гранитоидов из различ-

Магнитные свойства интрузивных гранитоидов

и содержание в них ферромагнитных минералов

Классы	Ассоциация	Породы (элементарные ячейки)	$\chi, 10^{-5}$ СИ		$J_n, 10^{-3}$ А/м		Q	Титаномагнетит, г/т		Гемойльменит, г/т		Количество исследованных образцов	
			$\bar{\chi}$	lim	$\bar{\chi}$	lim		(переменное количество)				Магнитные измерения	Минералогические анализы
								$\bar{\chi}$	lim	$\bar{\chi}$	lim		
Слабомагнитный I	А	Диорит амфибол-биотитовый	38	$\frac{19}{69}$	<1	—	0,2	15	$\frac{0,0}{130}$	13	$\frac{0,0}{140}$	42	11
		Гранодиорит биотитовый	31	$\frac{13}{50}$	<1	—		15	$\frac{0,0}{100,5}$	100	$\frac{0,1}{200}$	30	15
		Гранит биотитовый и двуслюдяной	6	$\frac{4}{13}$	<1	—		10	$\frac{0,1}{120}$	200	$\frac{0,1}{7500}$	115	17
	Б	Диорит биотит-амфиболовый	75	$\frac{44}{151}$	9,5	$\frac{7}{15}$	0,35	200	$\frac{50}{500}$	250	$\frac{50}{700}$	60	10
		Гранодиорит амфибол-биотитовый	38	$\frac{36}{63}$	5,7	$\frac{4,2}{7,0}$	0,35	150	$\frac{50}{600}$	230	$\frac{0,5}{650}$	72	10
		Гранит амфибол-биотитовый	24	$\frac{14}{44}$	2,4	$\frac{1,6}{3,9}$	0,30	130	$\frac{40}{500}$	700	$\frac{0,0}{3300}$	147	19
		Гранит амфибол-биотитовый субщелочной	23	$\frac{15}{42}$	19	$\frac{12}{27}$	1,30	120	$\frac{90}{800}$	480	$\frac{150}{2000}$	59	20
Магнитный II	В	Диорит биотит-амфиболовый	2640	$\frac{1510}{3770}$	170	$\frac{60}{370}$	0,20	6800	$\frac{4100}{23000}$	300	$\frac{4,0}{700}$	49	25
		Гранодиорит биотит-амфиболовый	2010	$\frac{1260}{2260}$	150	$\frac{40}{280}$	0,35	4500	$\frac{1100}{9600}$	250	$\frac{9,0}{2000}$	115	13
		Гранит биотит-амфиболовый	805	$\frac{425}{1130}$	84	$\frac{64}{1200}$	0,45	3100	$\frac{980}{8100}$	280	$\frac{1,0}{7000}$	216	12
	Г	Диорит биотит-амфиболовый	6030	$\frac{4270}{7160}$	2700	$\frac{2000}{2600}$	1,1	10 000	$\frac{8500}{40 000}$	800	$\frac{250}{2500}$	52	15
		Гранодиорит биотит-амфиболовый	2510	$\frac{1885}{3265}$	1800	$\frac{1000}{2500}$	1,2	7500	$\frac{3500}{16 200}$	830	$\frac{840}{1870}$	87	13
		Гранит субщелочной биотит-амфиболовый	1510	$\frac{1130}{3140}$	800	$\frac{300}{700}$	1,3	5000	$\frac{3000}{15 000}$	900	$\frac{80}{3200}$	83	21

Плотность интрузивных гранитоидов различных петромагнитных ассоциаций

Ассоциация	Породы	σ , г/см ³			Количество образцов
		\bar{x}	S	$\Delta\sigma$	
А	Диорит	2,82	0,03	0,04	42
	Гранодиорит	2,73	0,02	0,05	80
	Гранит	2,63	0,03	0,04	115
Б	Диорит	2,78	0,02	-0,02	60
	Гранодиорит	2,68	0,02	0,00	72
	Гранит	2,59	0,02	0,00	147
В	Диорит	2,76	0,03	-0,04	49
	Гранодиорит	2,65	0,02	-0,03	115
	Гранит	2,57	0,02	-0,02	216
Г	Диорит	2,74	0,03	-0,06	52
	Гранодиорит	2,65	0,02	-0,03	87
	Гранит	2,56	0,03	-0,03	83

ных структурных элементов земной коры, возникших на разных этапах тектоно-магматических циклов [27].

Осреднение проводилось методом «скользящего окна» (§ 3). Длина стороны «окна» в логарифмическом масштабе $\Delta x_x = \log x_{\max} - \log x_{\min} = 0,57$; $\Delta y_{J_n} = \log J_{n_{\max}} - \log J_{n_{\min}} = 0,57$. Шаг смещения $l_x = l_y = 0,25 \Delta x$. Оценка «коэффициента пропускания» по всему полю диаграммы $\lambda_{\text{расч}} = \bar{\lambda} \pm S_\lambda = 0,36 \pm 0,35$, где S_λ — стандартное отклонение. Результаты обработки диаграмм представлены на рис. 2. Анализ распределения позволяет сделать следующие выводы.

1. На самом низком уровне интрузивные гранитоиды подразделяются на «элементарные ячейки», представляющие собой минимально возможное статистически устойчивое множество — парагенез диа-, пара- и ферромагнитных минералов. Дальнейшее их подразделение по x и J_n при существующей точности измерения невозможно. Зависимость между x и J_n на данном уровне практически отсутствует. Сопоставление материала с петрологическими данными показывает, что «элементарной ячейке» соответствуют породы определенной основности: диориты, гранодиориты либо граниты (табл. 1а, 1б).

2. На более высоком таксономическом уровне «элементарные ячейки» объединяются в петромагнитные диорит-гранодиорит-гранитные ассоциации А, Б, В и Г.

На уровне ассоциаций (в отличие от предыдущего) между x и J_n появляется небольшая, но устойчивая положительная связь

($r_{\chi, J_n} = 0,3 \div 0,6$). Фактор Q в направлении от диоритов к гранитам закономерно увеличивается.

3. На следующем уровне петромагнитные ассоциации объединяются в классы слабомагнитных (А и Б) и магнитных (В и Г)

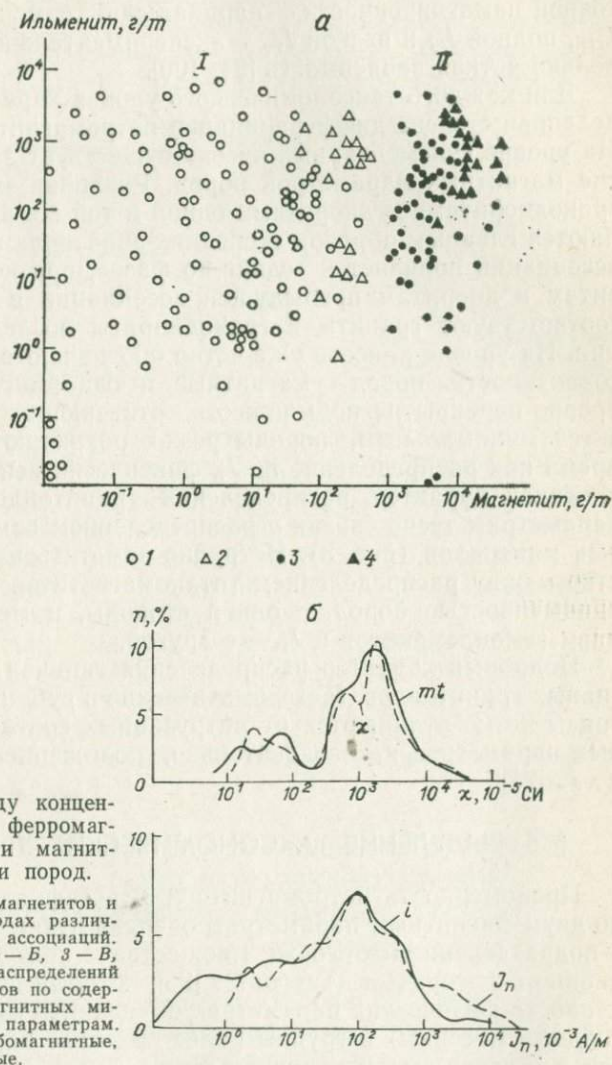


Рис. 3. Связь между концентрацией в породах ферромагнитных минералов и магнитными параметрами пород.

а — содержание титаномagnetитов и гематитов в породах различных петромагнитных ассоциаций. Ассоциации: 1 — А, 2 — Б, 3 — В, 4 — Г; б — сравнение распределений интрузивных гранитоидов по содержанию в них ферромагнитных минералов и магнитным параметрам. Классы пород: I — слабомагнитные, II — магнитные.

пород. Корреляция между χ и J_n на уровне классов по сравнению с предыдущим возрастает ($r_{\chi, J_n} \geq +0,6$).

И наконец, на самом высоком уровне определяется положение интрузивных гранитоидов на диаграмме $\chi \wedge J_n$ среди пород другого генезиса и состава (рис. 2). Все множество гранитоидов

характеризуется сильной положительной связью между обоими магнитными параметрами ($r_{x, J_n} \geq 0,9$). Такая сильная связь объясняется тем, что между магнитной восприимчивостью гранитоидов и наиболее типичных для них видов естественной остаточной намагниченности — парциальной термонамагниченностью J_{rtp} , полной J_{rt} и вязкой J_{rv} — экспериментально установлена довольно четкая зависимость [94, 100].

Для каждого таксономического уровня характерна своя определенная степень дифференциации петромагнитных групп пород. На уровне «элементарных ячеек» существует заметное перекрытие магнитных параметров пород. Различия между гранитами, гранодиоритами и диоритами одной и той же ассоциации проявляются главным образом в средних значениях χ и J_n . На уровне ассоциаций появляется «сдвиг по фазе», при котором гранодиоритам и диоритам предыдущей ассоциации в пределах класса соответствуют граниты и гранодиориты последующей ассоциации. На уровне классов уже четко обозначаются две дискретные совокупности пород — магнитные и слабомагнитные; на этом уровне перекрытие подмножеств, отвечающих классам, становится минимальным, породы резко различаются по χ^* , в то время как распределение по J_n фактически непрерывно.

Такой характер распределения гранитоидов по магнитным параметрам тесно связан с распределением самих ферромагнитных минералов (рис. 3). Нетрудно заметить качественное сходство между распределением титаномагнетитов и магнитной восприимчивостью пород, с одной стороны, и между распределением гемогилленитов и J_n — с другой.

Подобный характер распределения типичен лишь для интрузивных гранитоидов. Метасоматические и субинтрузивные гранитоиды четко отличаются от интрузивных соотношением магнитных параметров и, следовательно, положением на диаграмме $\chi \wedge J_n$ [28].

§ 5. ВЫДЕЛЕНИЕ ТАКСОНОМИЧЕСКИХ УРОВНЕЙ

Правомерность петромагнитной классификации гранитоидов по двум магнитным параметрам оценена путем ее сопоставления с подразделением этого же множества с помощью классификационного алгоритма «Таксон-2» [26], который позволяет по совокупности физических параметров объединить множества (гранитоидные массивы) в группы более высокого порядка по степени генетического сходства между ними.

В основу классификации были положены магнитная восприимчивость, фактор Q и плотность. Эти признаки слабо связаны между собой ($r \leq 0,3$) и несут различную информацию:

* Подобная дискретность отмечалась в распределении пород ряда габбро—гранит по χ [88, 92].

первый отражает главным образом концентрацию в породе ферромагнитных минералов, второй — структуру и состав ферромагнетика, третий — количественно-минеральный состав породы. Каждый из признаков был разделен на несколько градаций.

По значению χ среди гранитоидных массивов, согласно распределению этого параметра (рис. 2), выделялись немагнитные, слабо-, средне- и сильномагнитные породы. По фактору Q — породы с $Q \leq 0,2$, $Q = 0,2 \div 0,8$ и $Q > 0,8$. По плотности грани-

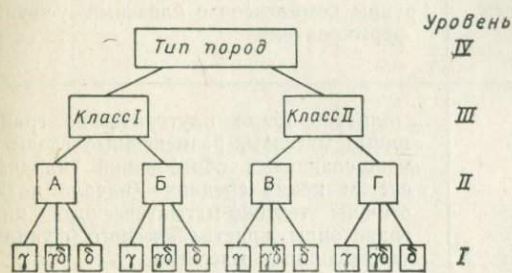


Рис. 4. Таксономическая схема классификации интрузивных гранитоидов.

тоиды подразделились на группы с нормальной плотностью, включающие массивы, в которых породы отличаются не более чем на $0,02 \text{ г/см}^3$ от σ , вычисленной для пород территории СССР, равной $2,59$ у гранитов, $2,68$ у гранодиоритов и $2,73 \text{ г/см}^3$ у диоритов. К группам с пониженной плотностью отнесены гранитоиды, для которых отклонение $\Delta\sigma \leq 0,03$, к группам с повышенной плотностью $\Delta\sigma \geq 0,03 \text{ г/см}^3$ (табл. 16).

Для выявления степени близости петрофизических групп использовался критерий Танимото R , по которому вычислялось сходство между всеми парами исследуемых объектов и формировались матрицы сходства [26].

Полученная схема классификации групп массивов гранитоидов показана на рис. 4.

§ 6. СОПОСТАВЛЕНИЕ ЕДИНИЦ ТАКСОНОМИЧЕСКИХ УРОВНЕЙ ПЕТРОМАГНИТНОЙ И ПЕТРОЛОГИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИЙ

Одним из основных методов исследования в петрологии и металлогении является формационный анализ, главная задача которого — расчлнить разновозрастные гранитоиды и выделить среди них интрузивные комплексы различной формационной принадлежности. Для оценки возможности использования результатов петромагнитных классификационных построений при выделении и корреляции интрузивных комплексов и формаций необходимо: 1) петромагнитные группы различных таксономических уровней сопоставить с единицами петрологических подраз-

Сопоставление петромагнитной и петрологической

классификаций интрузивных гранитоидов

Таксономические				уровни			
IV уровень		III уровень		II уровень		I уровень	
Петромагнитный	Петрологический	Петромагнитный	Петрологический	Петромагнитный	Петрологический	Петромагнитный	Петрологический
Статистическое множество интрузивных гранитоидов (совокупность классов)	Гранитоиды тектоно-магматического цикла	Классы	Группы комплексов с близкими условиями формирования	Ассоциация	Комплекс, части комплекса	Элементарная ячейка	Породы (фаза интруз. комплекса)
		I Слабوماгнитный	Батолитоподобные плутонические гранитоидные массивы, размещенные среди песчано-сланцевых образований складчатых систем конца средних — начала поздних стадий тектоно-магматического цикла; гранитоиды кристаллического фундамента срединных массивов	A	Хунгарийский (K ₁) 1; биробиджанский (PZ ₁) 4; шмаковский (PZ ₂) 5; монастырский (P) 8; памирско-шугнанский (K ₁) 9; башгумбезский (K ₁) 9	δ A γδ A γ A	Диориты Гранодиориты Граниты
		II Магнитный	Гранитоиды конца поздних, реже начала средних стадий тектоно-магматического цикла, связанные с интенсивным разломобразованием, локализующиеся в вулканогенных зонах; в пределах срединных массивов и древних складчатых систем гранитоиды этапов тектоно-магматической активизации	B	Бачелазский (K ₂) 1; татибинский (K ₂) 1; эзопский (K ₂) 3; змеиногорский (K ₁) — Восточно-Калбинская зона 8; нижеамурский (K ₂) 1; граниты-рапакиви (PR) 7; бокалинский (C ₂) 9	δ B γδ B γ B	Диориты Гранодиориты Граниты
				V	Нижеамурский (K ₂) 2; харинский (PZ ₃) 4; диканский (T-J) 4; змеиногорский (K ₁) — Рудно-Алтайская зона 8; приморский (K ₂) 2; твиндинско-бакаранский (K ₂) 6; карамазарский (C ₁) 9	δ V γδ V γ V	Диориты Гранодиориты Граниты
				Г	Прибрежный (P) 2; тугурский (K ₂ -P) 3; чорух-дайронский (P) 9	δ Г γδ Г γ Г	Диориты Гранодиориты Граниты

Структурные элементы земной коры: 1 — Сихотэ-Алинская складчатая система; 2 — ский срединный массив; 3 — Ханкайский срединный массив; 4 — Становая складчатая система. Примечание. Кроме авторских использованы данные М. В. Чернюк [93], Н. М.

Восточно-Сихотэ-Алинский вулканоген; 3 — Амуро-Охотская складчатая система; 4 — Буренма; 7 — Балтийский щит; 8 — Зайсанская складчатая система; 9 — Средняя Азия. Сытновой [78], Н. Т. Ланщикова и П. Г. Ахматова [46], М. В. Сухина [89].

делений; 2) в пределах каждого уровня рассмотреть эволюцию магнитных свойств гранитоидов в пространстве и времени.

Уровень «элементарных ячеек». Петромагнитная единица самого низкого таксономического уровня — «элементарная ячейка» — в той или иной мере соответствует фазе интрузивного ком-

плекса (табл. 2), представляющей собой «...совокупность определенных обособленных геологических тел... образованных конкретной интрузивной породой устойчивого облика и состава...» [55, с. 3]. В тех случаях, когда все интрузивные массивы комплекса, сложенные одной петрологической разновидностью, фор-

мируются в однородной геотектонической обстановке, они обладают минимальной дисперсией магнитных свойств и их петромагнитная и петрологическая единицы на данном таксономическом уровне полностью совпадают.

Так, все фазы биробиджанского (PZ_1), харинского (PZ_3) комплексов Буреинского массива, памирско-шугнганского (K_1) комплекса Памира соответствуют «элементарным ячейкам» определенных ассоциаций. Иная картина наблюдается при изучении магнитных свойств интрузивных тел, сложенных породами одной фазы, но занимающими различную геотектоническую позицию.

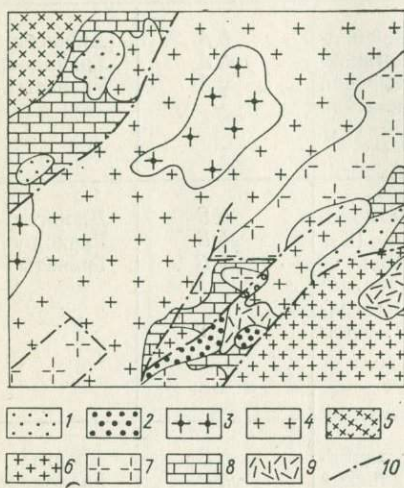


Рис. 5. Различие в магнитных свойствах сиенитов алтахтинского комплекса (геологическая основа В. К. Путинцева).

1 — слабомагнитные сиениты алтахтинского комплекса [$\bar{\chi}=46$, $\bar{J}_n=6(B\gamma\xi PZ_2)$]; 2 — магнитные сиениты алтахтинского комплекса [$\bar{\chi}=1510$, $\bar{J}_n=720(G\gamma\xi PZ_2)$]; 3 — гранитоиды биробиджанского комплекса [$\bar{\chi}=10$, $\bar{J}_n < 1(A\gamma PZ_1)$]; 4 — гранитоиды суларинского комплекса [$\bar{\chi}=100$, $\bar{J}_n=12(B\gamma PZ_2)$]; 5—7 — гранитоиды харинского комплекса; 5 — гранодиориты [$\bar{\chi}=1880$, $\bar{J}_n=220(B\gamma\sigma PZ_3)$], 6 — граниты [$\bar{\chi}=1000$, $\bar{J}_n=200(B\gamma PZ_3)$], 7 — лейкократовые граниты [$\bar{\chi}=315$, $\bar{J}_n=80(B\gamma PZ_3)$]; 8 — карбонатно-терригенная толща; 9 — вулканогенные образования; 10 — разломы.

Среди граносиенитов алтахтинского комплекса (PZ_2) Буреинского массива встречаются слабомагнитные (ассоциация B , $\bar{\chi} = 44 \cdot 10^{-5}$ СИ и $\bar{J}_n = 6 \cdot 10^{-3}$ СИ) и сильномагнитные (ассоциация G , $\bar{\chi} = 1440 \cdot 10^{-5}$ СИ, $\bar{J}_n = 720 \cdot 10^{-3}$ СИ) разновидности.

Первые слагают штокообразные массивы, размещенные среди карбонатно-терригенных отложений позднего докембрия и кембрия. В магнитном поле ΔT_a они не выражены. Вторые образуют тела трещинного типа, вытянутые в северо-восточном направлении, приуроченные к разломам того же простирания и размещенные среди метаморфических и более древних магматических пород. Над этими телами наблюдаются локальные вытянутые аномалии, напряженностью 500—300 нТ (рис. 5). В пределах одного интрузивного тела магнитные параметры обнаруживают стабильность. Но нет соответствия между «элементарными ячейками» и некоторыми фазами нижнеамурского (K_2), верхнеудоминского (K_2-P) и других комплексов [24].

Закономерности изменения магнитных свойств гранитоидов «элементарной ячейки» в пространстве и во времени рассматри-

вались на примере гомогенных гранитоидных массивов, сложенных породами одной фазы интрузивного комплекса.

По латерали (в направлении от центральной части массива к его апикальным частям) в ряде случаев наблюдается слабое увеличение либо понижение магнитной восприимчивости и естественной остаточной намагниченности, связанные с незначительными фаціальными изменениями структуры и состава породы. Эти изменения проявляются лишь большей или меньшей дифференциацией пород соседних «элементарных ячеек» в пределах одной и той же ассоциации.

Вертикальная зональность магнитных свойств в гранитоидных массивах, проявляющаяся в условиях различного эрозийного среза, изучена довольно слабо, приводимые в литературе данные весьма противоречивы. Согласно О. С. Корневу [44], в гранитоидных массивах Северного Тянь-Шаня наблюдается обратная корреляция магнитной восприимчивости с глубиной. Исследования, проводимые М. Ш. Магидом и А. А. Духовским на примере глубоких (до 1100 м) скважин территории Дальнего Востока, Забайкалья и Казахстана, показывают, что магнитные свойства с глубиной практически не меняются. Причиной наблюдаемых изменений χ и J_n могут явиться процессы выветривания либо гидротермальные преобразования пород. Другая причина — вертикальная неоднородность петрографического состава пород: различные фазы внедрения либо разновозрастные комплексы.

Наряду с незначительными изменениями магнитных параметров по латерали и вертикали, наблюдаемыми в гомогенных массивах, магнитная неоднородность может вызываться шлировыми включениями, типичными для меловых гранитоидов западного побережья Японского моря. Шлиры, как правило, равномерно рассеяны по площади массива (1—2 шлира на 30 м²), имеют более основной состав, более мелкозернистую структуру, чем вмещающие гранитоиды, и резкие контакты с последними [9, 79]. Изучение магнитных свойств шлиров и вмещающих гранитоидов показало:

1) шлиры всегда принадлежат к той же петромагнитной ассоциации, что и вмещающие породы;

2) значения магнитных параметров χ и J_n и фактор Q в шлировых выделениях всегда выше, чем у вмещающих гранитоидов (табл. 3).

Учитывая взаимосвязь магнитных свойств вмещающих гранитоидов и шлировых включений, а также пониженную плотность и высокую пористость последних, можно предположить, что шлировые выделения возникают на последних стадиях эволюции магматических очагов и представляют собой результат кристаллизации небольших порций остаточного расплава [9].

Будучи четко привязаны во времени к позднему этапу кристаллизации магмы, шлиры не имеют определенной локализа-

Средние значения физических параметров шлировых включений
и вмещающих гранитоидов интрузивных тел западного побережья
Японского моря

Порода	$\bar{\chi}, 10^{-5} \text{СИ}$	$\bar{J}_n, 10^{-3} \text{А/м}$	Q	σ	Пористость $n, \%$	Ассоциация	Количество образцов
Мутухинский массив (K_2)							
Граниты амфибол-биотитовые	628	220	0,51	2,58	1,0	<i>B</i>	100
Гранодиоритовые включения (шлиры)	1382	1100	2,50	2,56	2,8	<i>B</i>	8
Владимирский массив (K_2)							
Граниты амфибол-биотитовые	942	100	0,34	2,62	0,8	<i>B</i>	30
Гранодиоритовые включения (шлиры)	1510	1500	3,10	2,58	2,9	<i>B</i>	21
Успенский массив (K_2)							
Граниты амфибол-биотитовые	19	<1	—	2,61	0,9	<i>B</i>	10
Гранодиоритовые включения (шлиры)	31	5	0,7	2,56	2,4	<i>B</i>	13

ции в пространстве, распределяясь в массиве случайным образом.

Уровень ассоциаций. Единица следующего таксономического уровня — ассоциация (*A*, *B*, *B* и *Г*) — представляет собой диорит-гранодиорит-гранитный (породный) парагенезис. Ассоциация не имеет полного аналога в петрологической классификации; ближе всего по сумме признаков к ней стоит серия последовательно формирующихся интрузивных пород. Породы любой ассоциации, образуясь в однотипной структурно-формационной зоне, в этом смысле сближены в пространстве и разобщены во времени относительно последовательностью формирующихся отдельных фаз. Для выделения ассоциаций предложены названия «петрофизическая фация» [25] или «феррофация» [85, 86].

Многофазные интрузивные массивы представляют собой геологические объекты, позволяющие проследить временные взаимоотношения внутри однородного множества — ассоциации. В этом случае мы имеем дело с объектами, разобщенными во времени относительной последовательностью формирования и

сближенными в пространстве. В таких многофазных массивах от первых фаз внедрения к последним наблюдается закономерное и направленное уменьшение магнитной восприимчивости и естественной остаточной намагниченности и незначительное увеличение фактора Q .

На диаграмме $\chi \lambda J_n$ ассоциация представляет собой относительно слабо дифференцированное множество, где тенденция в изменении обоих магнитных параметров проявляется довольно четко (рис. 6, а). В тех случаях, когда временная либо пространственная связи процессов кристаллизации в силу тех или иных

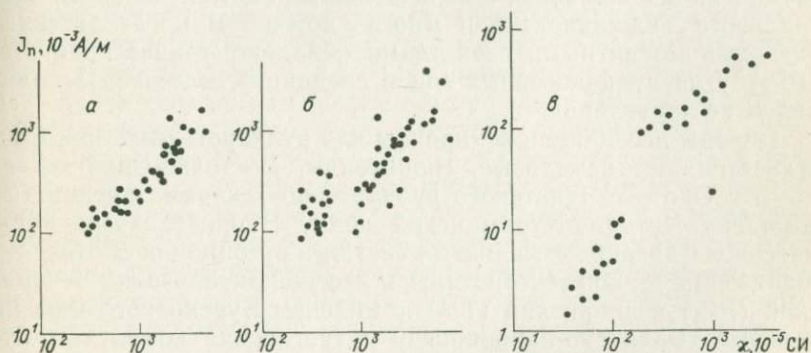


Рис. 6. Характер изменения магнитных свойств пород в пределах многофазных интрузивных комплексов.

а — непрерывное развитие фаз (харинский комплекс, Буреинский массив); б — прерывистое во времени развитие фаз (прибрежный комплекс, Восточно-Сихотэ-Алинский вулканоген); в — пространственная разобщенность фаз интрузивного комплекса (нижеамурский комплекс, Сихотэ-Алинская складчатая система).

причин нарушаются, характер этих нарушений отражается на диаграмме: временные нарушения главным образом проявляются в прерывистости вдоль оси абсцисс, пространственные — вдоль оси ординат (рис. 6, б, в).

Породы различных ассоциаций формируются на разных стадиях тектоно-магматического цикла и размещаются в пределах разнотипных структурных элементов земной коры. К ассоциации А в пределах складчатых систем относятся батолитоподобные синорогенные плутонические массивы, размещенные среди терригенных песчано-сланцевых образований: хунгарийский (K_1) комплекс Сихотэ-Алинской, монастырский (Р) комплекс Зайсанской складчатой области. К этой же ассоциации относятся памирско-шугнанский (K_1) и башгумбезский (K_1) комплексы Юго-Западного Памира. В пределах срединных массивов породы ассоциации А слагают кристаллический фундамент (раннепалеозойские гранитоиды Буреинского и Ханкайского массивов — биробиджанский, кивелийский и другие комплексы). Гранитоиды с подобными магнитными свойствами известны в пределах древних кри-

сталлических щитов (биотитовые граниты полуострова Турий, Балтийский щит).

Гранитоиды ассоциации *Б* типичны для складчатых систем. Сюда относятся син- и посторогенные гранитоидные массивы, размещенные среди терригенных образований. Это бачелазский (K_2) и мяо-чанский (K_2) комплексы Сихотэ-Алинской складчатой системы, отдельные массивы нижеамурского (K_2) и татибинского (K_2) комплексов этой же системы, акжалский (O_3), калбинский ($C_2?$) комплексы Восточного Казахстана, массивы змеиногогорского комплекса (C_1), размещенные в пределах Восточно-Калбинской зоны, североварзобский комплекс (C_{2-3}) Центрального Таджикистана и многие другие. В пределах щитов близкими магнитными свойствами обладают граниты-рапакиви (PR_2). Для вулканогенных зон и срединных массивов ассоциация *Б* не характерна.

Породы ассоциации *В* типичны для вулканогенных зон. Сюда относятся позднемеловые гранитоиды Восточно-Сихотэ-Алинского и Охотско-Чукотского вулканогенов, карамазарский (C_2) комплекс Чаткало-Кураминской зоны. В пределах срединных массивов и древних складчатых систем к ассоциации *В* относятся гранитоиды этапов тектоно-магматической активизации — харинский (PZ_3) и диканский (Т-*J*) комплексы Буреинского массива, меловые тындинско-бакаранский и тунгирский комплексы Становой складчатой системы и др. В пределах древних кристаллических щитов подобной характеристикой обладают среднепротерозойские интрузивные гранитоиды типа «ара» и лицкие гранитоиды (Балтийский щит). В молодых складчатых системах подобные гранитоиды встречаются сравнительно редко. В Сихотэ-Алинской и Амуро-Охотской складчатых системах это отдельные массивы позднемеловых нижеамурского, дуганжинского и татибинского комплексов. Сюда же относятся массивы крыккудукского (O_3), саурского (C_1) и части змеиногогорского (C_1) (Рудно-Алтайская зона) комплексов Восточного Казахстана.

К ассоциации *Г* относятся посторогенные щелочные и субщелочные гранитоиды, размещенные в пределах вулканогенных зон: прибрежный (*P*) комплекс Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена либо гранитоиды молодых складчатых систем, локализованных среди вулканогенных образований: тугурский (K_2-P) комплекс Амуро-Охотской складчатой системы, лениногорский (P_1) комплекс Зайсанской складчатой системы. Сходной характеристикой обладают гранитоиды амананского (*J*) и частично куналейского (*T*) комплексов Восточного Забайкалья, чорухдайронского (*P*) комплекса Карамазара.

Таким образом, интрузивные комплексы, формирующиеся в близких по истории геологического развития зонах либо в одной структурно-формационной зоне, полностью соответствуют ассоциации. В тех случаях, когда интрузивные тела комплекса размещены в различных зонах, они, как правило, относятся

к различным ассоциациям. Так, интрузивные тела змеиногорского комплекса, локализованные в Восточно-Калбинской миеосинклинальной зоне, относятся к ассоциации *Б*, а в Рудно-Алтайской эвгеосинклинальной зоне — к ассоциации *В* [91].

Анализ петромагнитных карт территорий Дальнего Востока [23, 26] и Северо-Востока СССР [67] позволяет обнаружить латеральные неоднородности в размещении различных ассоциаций: 1 — число магнитных интрузивных тел ассоциаций *В* и *Г* от океана в глубь материка закономерно уменьшается, 2 — в различных крупных элементах земной коры наблюдается специфический набор петромагнитных ассоциаций (рис. 7). В пределах окраинно-материковых и внутриконтинентальных вулканогенных зон преимущественным развитием пользуются магнитные гранитоиды ассоциаций *В* и *Г*. Для палеозойско-мезозойских и мезозойских складчатых систем (Амуру-Охотский, Сихотэ-Алинской, Чукотской и Верхояно-Колымской) типичны слабомагнитные породы ассоциаций *А* и *Б*. В Становой системе раннепалеозойской складчатости среди древних архейских и протерозойских гранитоидов преобладают магнитные разновидности, мезозойские гранитоиды, связанные с процессами тектономагматической активизации, они относятся к ассоциациям *В* и *Г*. В срединных массивах широким развитием пользуются ассоциации *А* и *В*, к первым относятся породы фундамента, вторые возникают в этапы тектономагматической активизации.

Как уже отмечалось выше, гранитоидные формации нельзя однозначно уподобить выделенным ассоциациям (петрофизическим фациям). Выделяются монофациальные формации, сложенные более чем на 90% породами одной фации, и полифациальные, состоящие из пород двух и более фаций (рис. 8). Монофациальные формации встречаются сравнительно редко. Чаще всего это региональные представители отдельных формаций, распространение которых ограничивается пределами крупных геотектонических элементов.

Примерами монофациальных формаций могут служить представители гранитовой (биробиджанский комплекс Буреинского массива, хунгарийский комплекс Сихотэ-Алинской складчатой системы) или гранодиорит-гранитовой (бачелазский и мяо-чанский комплексы Сихотэ-Алинской складчатой системы) формаций, связанные соответственно с син- и посторогенными стадиями тектономагматического цикла.

К образованиям полифациального типа относятся интрузивные комплексы габбро-диорит-гранодиоритовой (змеиногорский комплекс Восточного Казахстана), диорит-гранодиоритовой формации (нижне-амурский и дуганджинский комплекс Сихотэ-Алинской и Амуру-Охотской складчатых систем) и т. д. Ту или иную формацию в зависимости от определенных геотектонических условий можно представить моно- или полифациальными комплексами.

Временную эволюцию магнитных свойств на уровне ассоциаций проследить довольно трудно из-за субъективности выделения возрастных рядов гранитоидных формаций, возникающих

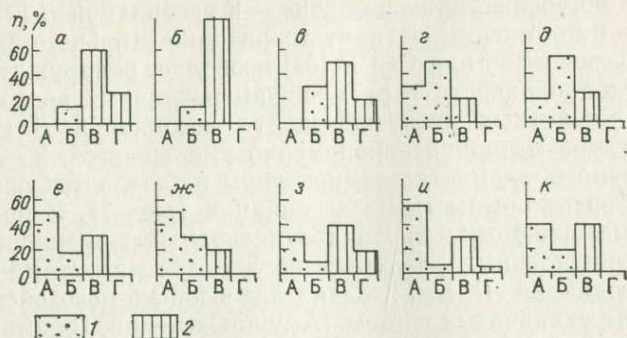


Рис. 7. Гистограммы распределения гранитоидных массивов различных ассоциаций в пределах различных структурных элементов земной коры.

1 — слабомангнитные породы ассоциаций А и Б, 2 — магнитные породы ассоциаций В и Г. а — Восточно-Сихотэ-Алинский вулканоген; б — Селитканская вулканогенная зона; в — Охотско-Чукотский вулканоген; складчатые системы: г — Сихотэ-Алинская, д — Амуро-Охотская, е — Яно-Колымская, ж — Чукотская, з — Становая, и — Бурейский, к — Ханкайский.

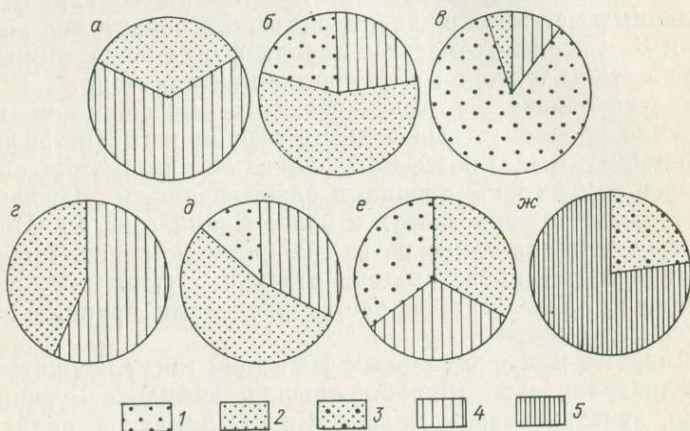


Рис. 8. Соотношение некоторых плутонических гранитоидных формаций с петромагнитными ассоциациями.

Петромагнитные ассоциации: 1 — А, 2 — Б₁, 3 — Б₂, 4 — В, 5 — Г. Гранитоидные формации средних стадий: а — габбро-диорит-гранодиоритовая, б — гранит-гранодиоритовая, в — гранитовая; гранитоидные формации поздних стадий: г — диорит-гранодиоритовая, д — гранодиорит-гранитовая, е — гранит-лейкогранитовая, ж — щелочных гранитов и граносиенитов.

в определенной последовательности в пределах тектоно-магматического цикла. У различных авторов их число и последовательность не одинаковы.

Можно лишь заметить некоторую тенденцию в поведении пород различных петромагнитных ассоциаций в тектоно-магма-

тическом цикле. Так, породы ассоциации *A* типичны для конца синорогенной и начала посторогенной стадии. Породы ассоциаций *B* и *B* возникают преимущественно в начале и конце синорогенной и посторогенной стадий. Породы ассоциации *Г* в основном встречаются в конце посторогенной стадии (рис. 8).

Уровень классов. Единицу третьего таксономического уровня — класс — можно определить как парагенез ассоциаций, обладающих близкими магнитными свойствами; класс соответствует группе формаций, занимающих сходную геотектоническую позицию.

В пределах слабомагнитного (ассоциации *A* и *B*) и магнитного класса (ассоциации *B* и *Г*) интрузивные гранитоиды сбли-

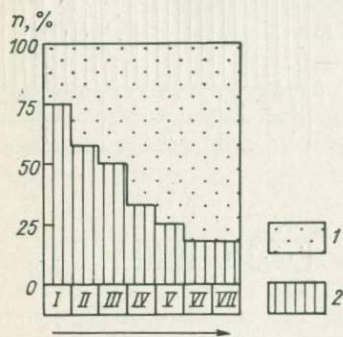


Рис. 9. Распределение гранитоидных интрузий в блоках с различным строением земной коры (Дальний Восток).

Стрелкой показано направление увеличения мощности земной коры. I—VIII — номера блоков. Интрузии: 1 — слабомагнитные, 2 — магнитные.

жены в пространстве и разобщены во времени, т. е. занимают сходную геотектоническую позицию, принадлежат к разновозрастным формациям или стадиям тектоно-магматического цикла. Слабомагнитные гранитоиды локализуются в складчатых геосинклинальных областях среди терригенных образований, магнитные — в жестких консолидированных структурах среди вулканогенных толщ либо среди более ранних плутонических образований.

На уровне классов резко проявляется неоднородность в региональном распространении слабомагнитных и магнитных пород в блоках с различной мощностью земной коры [24]. На территории Дальнего Востока в направлении от блока I к блоку VII по мере увеличения мощности земной коры за счет развития гранитного слоя резко уменьшается число магнитных гранитоидных массивов (рис. 9). Отмеченные закономерности пространственной локализации слабомагнитных и магнитных пород, по-видимому, находятся в определенной зависимости от особенностей глубинного строения блоков. В блоках со значительной мощностью земной коры очаги магмообразования размещаются в гранитном слое и здесь нередко формируются слабомагнитные протяженные в вертикальном направлении (12—16 км) тела. В блоках с незначительной мощностью гранитного слоя развиты резко переменные магнитные массивы мощностью 2—5 км, очаги

магмообразования которых находились, очевидно, в пределах базальтового слоя [85].

Таким образом, наряду с латеральными неоднородностями магнитных свойств гранитоидов имеют место вертикальные неоднородности, предопределяющиеся глубиной очага магмообразо-

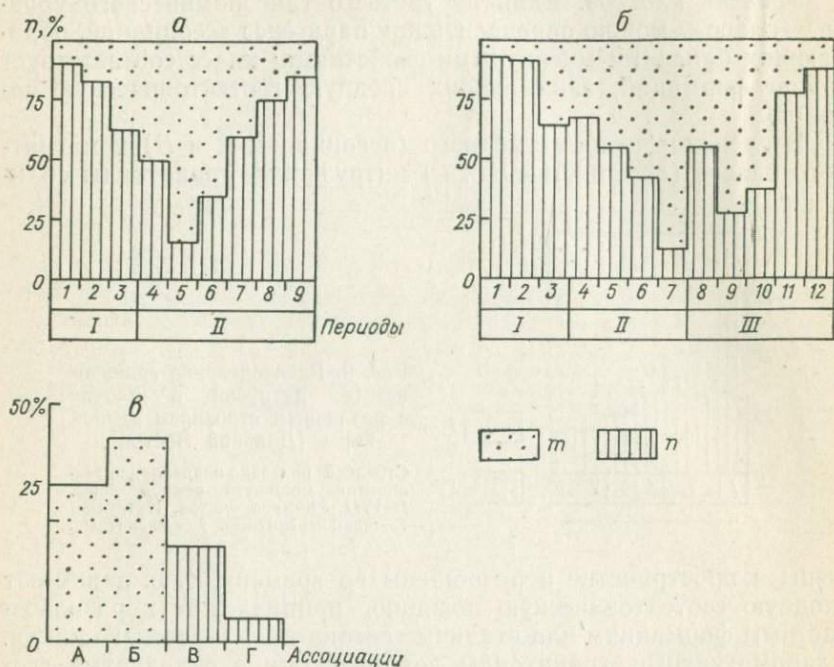


Рис. 10. Относительное количество слабомагнитных и магнитных гранитоидов в породах последовательно образующихся формационных рядов тектономагматического цикла (а и б) и их площадное распространение (в).

а — схема последовательного образования формаций по Ю. Б. Марину [55]. Формации: 1 — гипербазитовая, 2 — габбро-диоритовая, 3 — диорит-плагногранитовая, 4 — гранодиоритовая, 5 — гранитовая, 6 — аляскитовая, 7 — фторлитиевых гранитов, 8 — щелочно-гранитовая, 9 — нефелин-сиенитовая.

б — схема последовательного образования формаций по В. Н. Москалевой [39]. Стадии: I — ранняя, II — средняя, III — поздняя. Формации: 1 — габбро-диорит-диабазовая, 2 — габбро-перидотитовая, перидотит-пироксенитовая, 3 — габбро-плагногранитовая, 4 — диорит-плагногранитовая, 5 — габбро-диорит-гранодиоритовая, 6 — гранит-гранодиоритовая, 7 — гранитовая, 8 — диорит-гранодиоритовая, 9 — гранодиорит-гранитовая, 10 — гранит-лейкогранитовая, 11 — гранит-граносиенитовая, 12 — щелочных граносиенитов. Порода: т — слабомагнитные (А и Б), п — магнитные (В и Г).

вания. По-видимому, некоторое влияние на магнитные свойства пород оказывает глубина становления интрузивных тел. По данным Д. М. Печерского [67], магнитные гранитоиды формируются в основном в интервалах 2—6 км. Сходные результаты приводятся О. С. Корневым [44], который оценивает глубину распространения магнитных масс гранитоидов 5—6 км. Большие глубины (до 10 км) нижней кромки магнитовозмущающих гранитоидных образований в области корневых частей интрузии опре-

деляются Н. М. Сытиной для мезозойских гранитоидов Становой складчатой системы [78].

Одной из общих закономерностей на уровне классов является направленное изменение соотношений слабомагнитных и магнитных пород во времени. Используя в качестве основы схему последовательности образования интрузивных формаций в течение тектоно-магматического цикла, предложенную Ю. Б. Мариным [55], можно отметить плавное уменьшение количества магнитных тел гранитоидов к концу позднеорогенной и такое же плавное возрастание его к концу посторогенной стадии (рис. 10, а).

Несколько иная картина наблюдается при использовании формационной схемы В. Н. Москалевой [39, 60], согласно которой каждая стадия тектоно-магматического цикла: ранняя, средняя и поздняя — начинается формацией, в которой преобладающим развитием пользуются магнитные разновидности (рис. 10, б).

Вне зависимости от принятой схемы последовательности образования формаций в тектоно-магматическом цикле наибольшее площадное распространение имеют слабомагнитные породы, сформировавшиеся в середине тектоно-магматического цикла (рис. 10, в).

Выявленные закономерности изменения магнитных свойств проявляются как при сравнении пород разновозрастных тектоно-магматических циклов, развитых в пределах структурных зон, имеющих полициклическое развитие [23], так и при сравнении пород тектоно-магматических циклов различных регионов [88]. Нарушение последовательности формирования эволюционных рядов интрузивных пород в силу каких-либо общегеологических причин резко нарушает эту закономерность.

Таким образом, рассмотрение эволюции магнитных свойств гранитоидов в пространстве и во времени позволяет сделать вывод, что на всех таксономических уровнях относительная последовательность формирования пород от фазы к фазе в пределах интрузивного комплекса, от комплекса к комплексу в пределах стадии и от стадии к стадии в пределах тектоно-магматического цикла приводит к закономерному постепенному изменению магнитных свойств гранитоидов. Различия в геотектонической позиции на любых таксономических уровнях всегда сопровождается резким изменением магнитных свойств пород.

Для выявления причин пространственно-временных изменений магнитных свойств гранитоидов и объяснения несоответствия петромагнитных данных общегеологическим понятиям и представлениям количественно оценена связь магнитных параметров с химическим составом пород и рассмотрено влияние условий кристаллизации породообразующей магмы на концентрацию и состав пара- и ферромагнитных минералов.

ОТРАЖЕНИЕ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ НА ИХ МАГНИТНЫХ СВОЙСТВАХ

§ 7. ВЛИЯНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОРОДОБРАЗУЮЩЕЙ МАГМЫ НА МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ПОРОД

При изучении магнетизма гранитоидных образований большое значение имеет проблема связи магнитных параметров с химическим составом породообразующей магмы и условиями ее кристаллизации. Решению этой задачи посвящены многочисленные работы, в которых указывается на связи магнитных свойств со степенью окисленности железа, типом щелочности и общей щелочностью [3, 21, 67]. Однако до сих пор нет единого мнения о влиянии каждого из этих факторов и не существует количественных оценок, которые позволили бы установить пределы действия каждого фактора на различных уровнях развития гранитоидного магматизма. Петромагнитная классификация гранитоидов, приведенная в гл. II, представляет собой основу для подобных расчетов.

Изучая корреляционные связи между магнитными параметрами и петрогенными компонентами на различных таксономических уровнях, можно установить взаимоотношения между Fe^{3+} , Fe^{2+} и Ti^{4+} , являющимися главными составными частями титаномагнетитов и гемойльменитов, и остальными петрогенными компонентами и, таким образом, оценить влияние состава магматического расплава на кристаллизацию этих минералов.

Анализ корреляционной диаграммы $\chi \wedge J_n$ показывает наличие в магнитных параметрах интрузивных гранитоидов двух трендов: в пределах всего тектоно-магматического цикла в направлении ассоциаций от A к G и в пределах ассоциаций в направлении изменения основности от гранитов к диоритам (рис. 11). В этих же двух направлениях наблюдается изменение средних содержаний петрогенных компонентов в породах (табл. 4). Таким образом, задача сводится к сравнению изменений магнитных параметров и петрогенных компонентов* в пре-

* В некоторых случаях нахождение связей между указанными параметрами, характеризующими подмножества различных уровней, не может быть названо корреляционным анализом в точном значении этого термина. Когда число сравниваемых средних параметров не превышало четырех (x_1, x_2, y_1, y_2), определялся только знак корреляции (+ или -), что аналогично операции сравнения по принципу «да» или «нет».

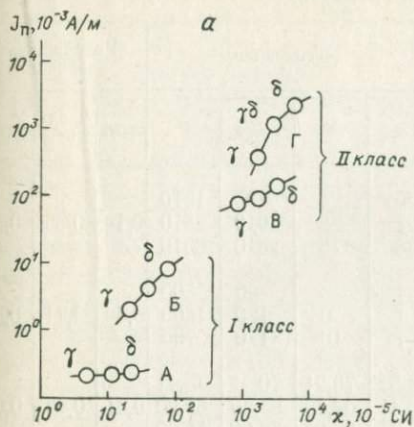
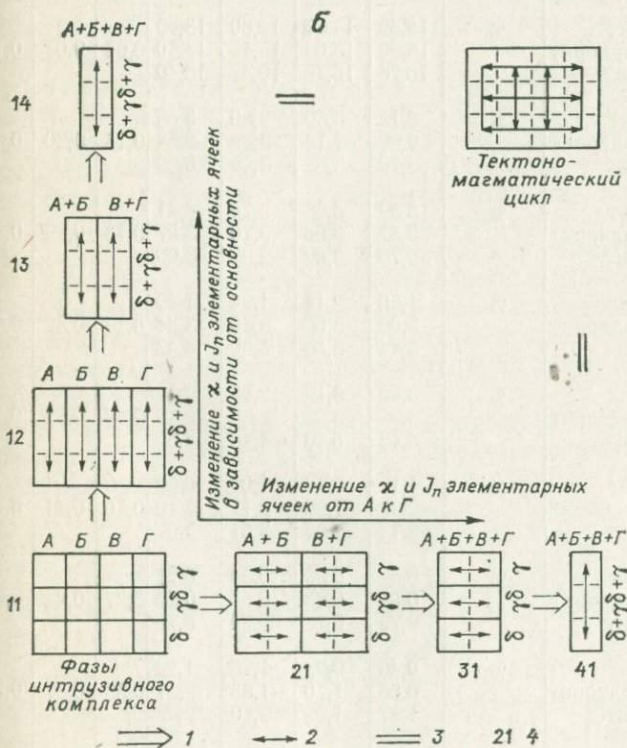


Рис. 11. Классификация интрузивных гранитоидов по магнитным параметрам (а) и схема ее обработки (б).

1 — направление обобщения; 2 — осреднение; 3 — соответствует; 4 — номер таксономического уровня.



Магнитные свойства и петрохимические особенности
интрузивных гранитоидов

ТАБЛИЦА 4

Параметры и компоненты	Порода	Единица измерения	Ассоциации				Коэффициент вариации		
			А	Б	В	Г	min	сред- нее	max
χ	Гранит	10 ⁻⁵ СИ	6	24	805	1510	0,19	0,55	0,98
	Гранодиорит		31	28	2010	2510			
	Диорит		38	75	2640	6010			
J _n	Гранит	10 ⁻³ А/м	<1	3	80	500	0,54	0,71	0,86
	Гранодиорит		<1	6	120	1800			
	Диорит		<1	10	170	2700			
SiO ₂	Гранит	%	69,52	70,21	70,91	72,41	0,01	0,03	0,05
	Гранодиорит		65,41	64,89	64,80	65,20			
	Диорит		59,34	59,08	59,00	58,00			
Al ₂ O ₃	Гранит	%	15,42	14,57	14,60	13,66	0,05	0,07	0,14
	Гранодиорит		15,96	15,68	15,49	14,30			
	Диорит		16,76	16,48	16,42	16,40			
Na ₂ O	Гранит	%	3,12	3,50	3,80	3,68	0,15	0,20	0,33
	Гранодиорит		2,98	3,14	3,39	2,54			
	Диорит		2,78	3,22	3,29	3,29			
K ₂ O	Гранит	%	3,59	3,68	3,74	4,41	0,15	0,29	0,50
	Гранодиорит		3,57	3,66	3,70	3,87			
	Диорит		2,76	2,82	2,97	3,00			
CaO	Гранит	%	1,60	2,15	1,94	1,49	0,17	0,32	0,47
	Гранодиорит		3,00	3,60	3,50	3,44			
	Диорит		5,44	5,56	5,50	4,53			
FeO	Гранит	%	3,85	3,19	2,85	2,39	0,23	0,32	0,58
	Гранодиорит		3,98	3,22	2,88	2,45			
	Диорит		5,43	5,10	4,48	3,69			
MgO	Гранит	%	1,19	0,70	1,00	0,60	0,20	0,41	0,79
	Гранодиорит		2,22	1,80	2,17	2,10			
	Диорит		3,14	2,95	3,61	2,97			
TiO ₂	Гранит	%	0,47	0,38	0,34	0,21	0,27	0,42	0,83
	Гранодиорит		0,58	0,68	0,57	0,59			
	Диорит		0,76	0,72	0,74	0,79			
Fe ₂ O ₃	Гранит	%	0,46	0,98	1,26	1,29	0,38	0,57	0,78
	Гранодиорит		0,86	1,20	1,83	2,21			
	Диорит		1,37	1,98	2,60	2,69			
FeO+Fe ₂ O ₃	Гранит	%	4,31	4,17	4,11	3,68	—	—	—
	Гранодиорит		4,84	4,42	4,71	4,66			
	Диорит		6,80	7,08	7,08	6,38			

делах интрузивных комплексов различных стадий тектоно-магматического цикла (направление 11—14, табл. 5) или одноименных фаз различных интрузивных комплексов (направление 11—41, табл. 6). Общим для обоих направлений является уровень элементарных ячеек.

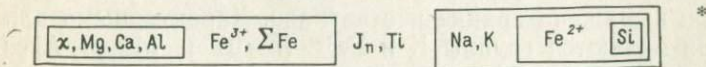
Перекрытие параметров соседних ячеек на этом уровне наиболее сильно, поэтому их границы до некоторой степени условны. Тем не менее каждая элементарная ячейка отличается от других по средним значениям параметров (см. табл. 4). Корреляция между любыми двумя параметрами внутри ячейки устойчива по знаку и значению. Наиболее устойчивыми являются взаимоотношения между магнитными параметрами и свободными окислами железа (χ и FeO; J_n и Fe₂O₃).

Преобладание в породе железа в закисной или окисной форме в значительной мере связано с типом щелочности: в натровых разновидностях наблюдается сдвиг в сторону увеличения FeO, в калиевых — в сторону Fe₂O₃ [3,84—86,96]. В ассоциации Б калиевые гранитоиды образуют самостоятельное распределение B₂, в остальных ассоциациях это проявляется менее отчетливо.

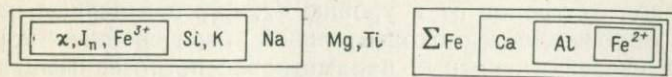
Направление 11—14 (табл. 5). Характерной особенностью уровня ассоциаций 12 является положительная связь магнитных параметров с суммарным железом, определяемая основностью пород. В направлении от А к Г закономерно усиливается положительная связь χ и J_n с окисным железом, титаном, алюминием, магнием и кальцием и отрицательная — с кремневой кислотой и калием. На уровне классов 13 появляются существенные различия между слабомагнитными и магнитными гранитоидами. Если в первых все еще сохраняется положительная связь χ и J_n с основностью, то во вторых она уже практически исчезает, начинает проявляться их положительная связь со щелочностью.

На самом высоком уровне 14 характер почти всех связей совершенно меняется. Особенно хорошо это заметно при сравнении взаимоотношений элементов на уровнях 11 и 14:

Уровень 11



Уровень 14



* Коэффициенты корреляции между двумя любыми элементами внутри каждой таксономической группы положительны, между любыми элементами различных таксономических групп отрицательны.

Уровень		Характер корреляции на	
Порядок	Номер	Характер корреляции на	
IV	14	Уровень совокупности (A + B + B + Г)	
		Знак корреляции: r > 0 r ≈ 0 r < 0	
		Сила корреляции: $\Sigma J_n, Fe^{3+}, Si, K, Na$ Mg, Ti $\Sigma Fe, Fe^{2+}, Al, Ca$	
III	13	Уровень (A + B) (γ + γδ + δ)	
		Знак корреляции: r > 0 r ≈ 0 r < 0	
		Сила корреляции: $\Sigma Fe, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mg, Ca, Na, Ti$ J _n , K Si, Al	
II	12	Уровень A (γ + γδ + δ) B (γ + γδ + δ)	
		Знак корреляции: r > 0 r ≈ 0 r < 0 r > 0 r < 0	
		Значение корреляции: $\Sigma Fe, Al, Mg, Ca, Ti, Fe^{2+}$ J _n , Fe ³⁺ , Na, Si, K $\Sigma Fe, Mg, Ca, Al, Ti, Fe^{2+}$ Na, Fe ³⁺ , J _n Si, K	
I	11	Уровень „элементарных“	
		Преобладает корреляция: γA γδA δA γB γδB δB	
		Знак корреляции: r > 0 r ≈ 0 r < 0	
Сила корреляции: $\Sigma Mg, Ca, Al, Fe^{3+}, \Sigma Fe$ J _n , Ti, Na, K Fe ²⁺ Si			

Из первоначальных сохраняются лишь связи между χ , Fe³⁺, Fe²⁺ и Ti, остальные меняют знак на противоположный или уменьшаются.

Направление 11—41 (табл. 6). На уровне 21 в группах диоритов, гранодиоритов и гранитов проявляется положительная связь магнитных параметров со щелочностью. Связь с основностью выражена крайне нечетливо. Характерными для этого уровня являются группы K и Fe³⁺ (r > 0) и Mg и Al (r < 0). Уровень 31 отличается от предыдущего усилением связи магнитных параметров со щелочностью и Fe³⁺ и частичными разрушениями их связи с основностью; группа Mg—Al распадается.

Переход от уровня 31 к уровню 41, как и в первом направлении, сопровождается окончательной перестройкой корреляционных связей магнитных параметров с петрогенными компонентами. Сопоставляя оба направления, отметим, во-первых, что последние уровни 14 и 41 идентичны, так как оба характеризуют один и тот же объект исследований — интрузивные грани-

пород различной основности

таксономическом уровне	
классов (типа) (γ + γδ + δ)	
классов (B + Г) (γ + γδ + δ)	
r > 0 r ≈ 0 r < 0	
$\Sigma Fe, Fe^{3+}, K, Ti$ J _n , Si Al, $\Sigma Fe, Fe^{2+}, Mg, Ca, Na$	
ассоциаций B (γ + γδ + δ) Г (γ + γδ + δ)	
r > 0 r < 0 r > 0 r < 0	
$\Sigma J_n, \Sigma Fe, Ca, Al, Mg, Ti, Fe^{3+}, Fe^{2+}$ Si, K, Na $\Sigma Fe, Fe^{2+}$ Ca, Ti Al, Mg, Fe ³⁺ , J _n Na, Si, K	
ячеек γB γδB δB γГ γδГ δГ	
вида:	

тоиды в целом; их качественное совпадение свидетельствует о правильности предпосылок и расчетов. Во-вторых, в направлениях 11—14 и 11—41 отмечается все более трансформирующаяся связь с основностью и постепенно усиливающаяся связь с общей щелочностью. В-третьих, на всех уровнях в обоих направлениях сохраняется устойчивая связь магнитных параметров с Fe³⁺, т. е. эта связь является «сквозной».

Разные соотношения Fe³⁺ и Fe²⁺ в расплаве определяют возможность кристаллизации в породах ильменита, магнетита или гематита. Недостаток Fe³⁺ является причиной преимущественной кристаллизации ильменита, при его избытке в породах появляется гематит (рис. 12).

Одним из факторов, определяющих соотношение двух- и трехвалентного железа в расплаве, является общая щелочность [Al_c = (Na + K) / Al] [42, 43, 56]. При увеличении количества щелочей возрастает активность закисного железа как более сильного основания по сравнению с окисным и реакция

между ассоциациями; 3) магнитные свойства ассоциаций *Б* и *В* должны были бы быть сходными между собой, но резко отличаться от свойств ассоциаций *А* и *Г*; 4) диориты всех ассоциаций имели бы меньшие различия по магнитным свойствам, чем граниты. Наблюдаемый в действительности характер распределения гранитоидов по магнитным параметрам (см. рис. 2) показывает, что ни одно из этих положений не выполняется.

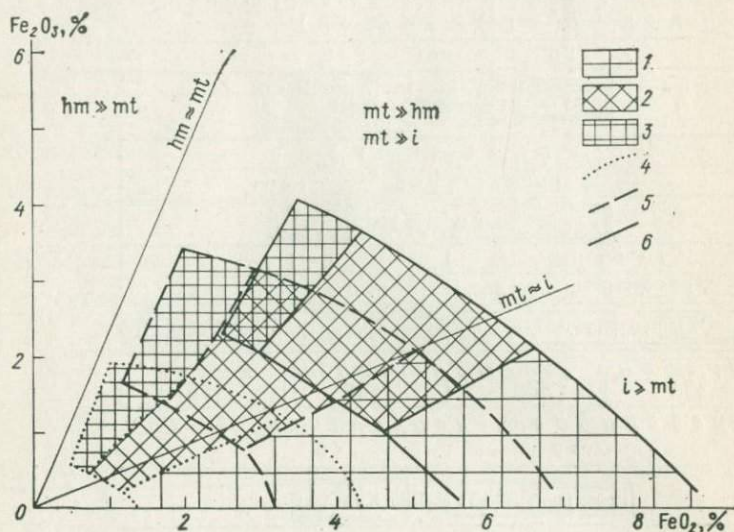


Рис. 12. Содержание двух- и трехвалентного железа в гранитоидах различных ассоциаций.

Поля корреляции гранитоидов ассоциаций: 1 — *А* и *Б*, 2 — *В*, 3 — *Г*; границы распространения пород различной основности: 4 — граниты, 5 — гранодиориты, 6 — диориты.

Чтобы установить причины этого несоответствия, проще всего сравнить породы ассоциаций *Б* и *В*, между которыми совершенно отсутствует перекрытие по магнитным параметрам, несмотря на их близость по химическому составу (рис. 13, табл. 4). Одной из причин, обуславливающих различия в магнитных свойствах пород ассоциаций *Б* и *В*, может являться различный характер распределения в них окислов железа FeO и Fe_2O_3 (рис. 14), впервые отмеченный М. В. Чернюк [92]. В слабоманитных породах закисное и окисное железо распределяются между биотитом, амфиболом, ильменитом и раннемагматическим магнетитом, содержание которого не превышает сотых долей процента. В магнитных породах ассоциации *В*, где кроме перечисленных железосодержащих минералов присутствует позднемагматический магнетит (0,2—2,8%), значительное количество Fe_2O_3 входит в этот ферромагнетик [22].

Анализ подтвердил известную зависимость магнитных свойств гранитоидов от химического состава породообразующей магмы. На каждой стадии развития гранитоидного магматизма существуют устойчивые связи между магнитными параметрами

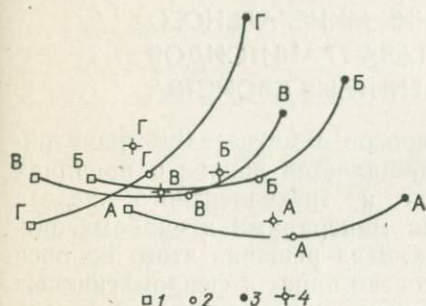


Рис. 13. Взаимное положение гранитоидов различных ассоциаций в таксономическом двумерном векторном пространстве, рассчитанное по их химическому составу.

1 — диориты; 2 — гранодиориты; 3 — граниты; 4 — ассоциации в целом.

и петрогенными компонентами; характер связей закономерно меняется при переходе от уровня к уровню.

1. Основность породы оказывает влияние на значение χ и J_n только в пределах ассоциации (интрузивного комплекса), где первые фазы внедрения, содержащие большее количество суммарного железа, обычно более магнитны, чем последние. При

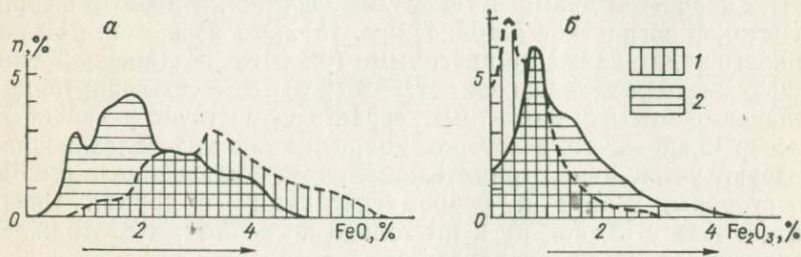


Рис. 14. Распределение FeO (а) и Fe₂O₃ (б) в слабомагнитных (1) и магнитных (2) гранитоидах.

Стрелкой показано увеличение количества парамагнитных (а) и ферромагнитных (б) минералов в породах.

сравнении пород различной основности, принадлежащих комплексам разных стадий тектоно-магматического цикла, этот фактор не действует.

2. В пределах классов (слабомагнитного и магнитного) при сравнении интрузивных комплексов, занимающих сходную геотектоническую позицию, большим значением χ и J_n обладают гранитоиды тех комплексов, которые характеризуются более высокой щелочностью магматического расплава.

3. При расчленении всего множества гранитоидов на классы слабомагнитных и магнитных пород решающую роль играет характер распределения железа между пара- и ферромагнит-

ными минералами, определяемый, по-видимому, термодинамической обстановкой. Решение этого вопроса требует рассмотрения в рамках не отдельных окислов, а минералов и минеральных ассоциаций.

§ 8. ВЛИЯНИЕ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ГРАНИТОИДОВ НА ИХ МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА

Одним из самых неясных вопросов в магнетизме гранитоидов, как и других горных пород, является вопрос о причинах различного распределения двух- и трехвалентного железа между пара- и ферромагнитными минералами в слабомагнитных и магнитных разновидностях. Для решения этого вопроса сравнивались концентрация и состав пара- и ферромагнитных минералов в гранитоидах с различными магнитными свойствами. Эти минералы изучались также в двух направлениях: от гранитов к диоритам внутри каждой петромагнитной ассоциации (интрузивного комплекса) и от *A* к *Г* при сравнении различных интрузивных комплексов (или их одноименных фаз) в пределах тектонического цикла.

НАПРАВЛЕНИЕ ГРАНИТ — ДИОРИТ

1. Количество диамагнетиков уменьшается, а пара- и ферромагнетиков возрастает (табл. 7, рис. 15). Эта известная закономерность видна также на диаграмме (рис. 16), построенной с помощью «метода ветвящихся связей» (§ 3). Во всех гранитоидах независимо от их магнитных свойств существует устойчивый кластер $kFsp-pl-q$, в котором кварц и калиевый полевой шпат образуют устойчивые отрицательные связи с плагиоклазом, с одной стороны, и пара- и ферромагнетиками — с другой. Связи плагиоклаза с *bt*, *am*, *py* и *mt* только косвенные, что отражает независимость их кристаллизации.

2. Магнитные параметры возрастают по мере увеличения концентрации парамагнетиков в породе (табл. 4, 7), причем в породах любой ассоциации сохраняется соотношение $r_{bt\ x} < r_{am\ x} < r_{py\ x}$. Состав самих парамагнетиков закономерно меняется: в биотитах и амфиболах * увеличивается содержание Ca, Mg, Ti и уменьшается Al, Fe²⁺ и Fe³⁺ (табл. 8).

Содержание титаномагнетита возрастает, а гемойльменита либо не меняется, либо несколько уменьшается (табл. 1, рис. 15). В самих титаномагнетитах количество FeO, примесей Ti и других элементов увеличивается **, Fe₂O₃ уменьшается (табл. 9). Связывая эти изменения с процессами изоморфных замещений

* Состав пироксенов, содержание которых в гранитоидах не превышает 1—1,5%, не исследовался.

** Зависимость концентрации TiO₂ в ферромагнетике от основности пород отмечалась еще А. Ф. Баддингтоном [2].

Сопоставление магнитных параметров гранитоидов
с их минеральной и петрохимической характеристиками

Классы магнетиков и петрохимические показатели пород	Порода	Единица измерения	Ассоциации			
			А	Б	В	Г
Диамагнетики	Гранит	вес. %	86,5	92,0	94,0	95,0
	Гранодиорит		73,0	83,0	82,0	90,0
	Диорит		71,5	74,0	75,0	79,0
Парамагнетики	Гранит	вес. %	11,3	7,0	5,1	3,7
	Гранодиорит		25,0	16,2	13,2	8,9
	Диорит		28,5	21,5	18,0	18,0
Ферромагнетики	Гранит	вес. %	0,007	0,012	0,5	0,8
	Гранодиорит		0,015	0,020	1,5	2,0
	Диорит		0,020	0,040	1,8	2,9
$Al_c = \frac{N_2O + K_2O}{Al_2O_3}$	Гранит		1,38	1,62	1,65	1,82
	Гранодиорит		0,50	0,56	0,57	0,63
	Диорит		0,42	0,47	0,49	0,56
$f'' = \frac{Fe_2O_3 \cdot 100}{FeO + Fe_2O_3}$	Гранит		26,1	32,4	35,8	42,7
	Гранодиорит		20,5	28,0	31,9	45,6
	Диорит		18,8	22,4	30,8	38,8
$f' = \frac{(FeO + Fe_2O_3) \cdot 100}{FeO + Fe_2O_3 + MgO}$	Гранит		67,2	74,3	73,2	68,4
	Гранодиорит		57,8	58,8	57,5	53,0
	Диорит		55,3	56,7	57,6	57,0

Примечание. Каждое среднее значение получено по выборке, содержащей не менее 30 образцов.

в титаномагнетитах (табл. 10), можно предполагать наличие в них ильменита в виде обособившейся в результате распада твердого раствора фазы, количество которой возрастает с увеличением основности пород. Закономерности изменения химического состава ферромагнетиков находят отражение в различных спектрах T_6 и H_c и в меньшей степени в распределении T_c и в параметрах решетки титаномагнетитов (рис. 17, табл. 9).

НАПРАВЛЕНИЕ А—Г

1. Количество парамагнитных минералов уменьшается, а диа- и ферромагнитных возрастает (табл. 7, рис. 18), резко ослабевает положительная корреляция между количеством парамагнетиков и магнитными параметрами пород (рис. 16).

2. Парамагнетики различных ассоциаций различаются по химическому составу (табл. 11), однако устойчивых закономерностей

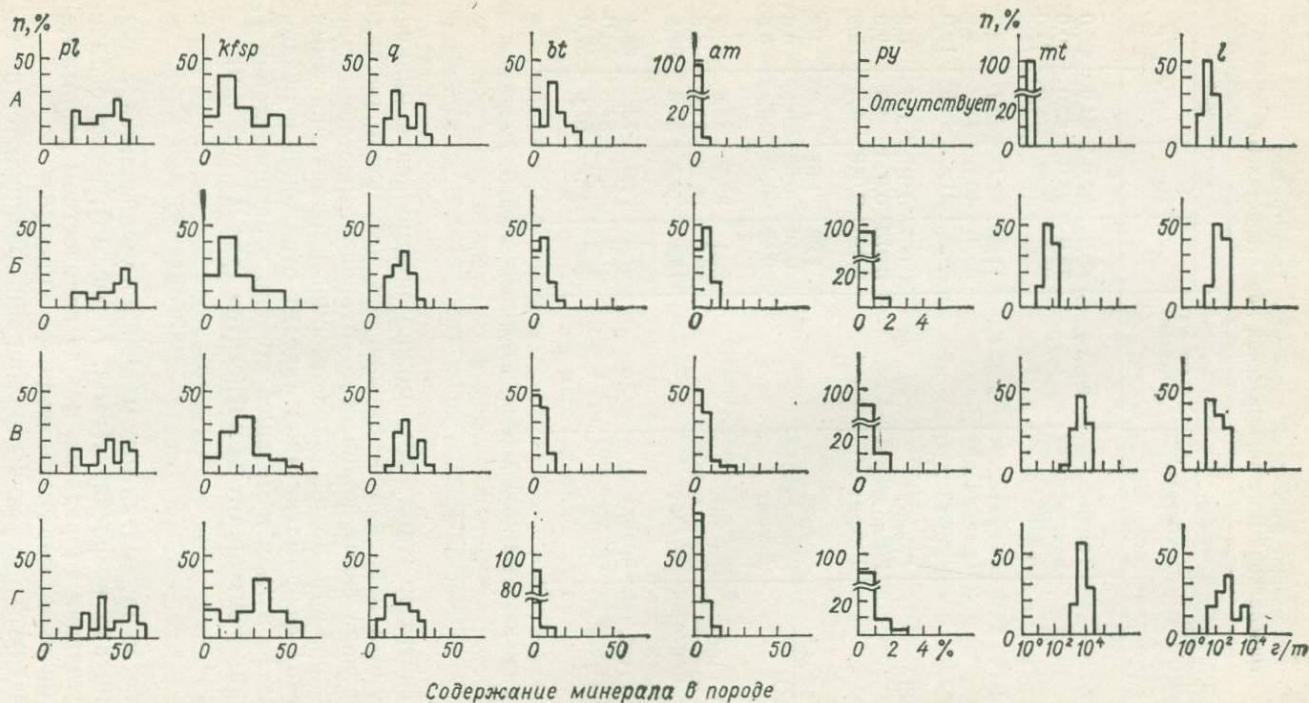


Рис. 15. Гистограммы распределения диа-, пара- и ферромагнитных минералов в гранитоидах различных ассоциаций.

pl — плагиоклаз; kfsp — калиевые полевые шпаты; q — кварц; bt — биотит; am — амфибол; py — моноклинный пироксен; mt — магнетит; i — ильменит.

стей в изменении содержания отдельных элементов не наблюдается.

Валовый состав биотитов различных ассоциаций (рис. 19) никак не отражает закономерностей, наблюдаемых в магнитных свойствах самих пород. Однако направление изменений состава биотита в классе слабомагнитных пород от А к Б и в классе

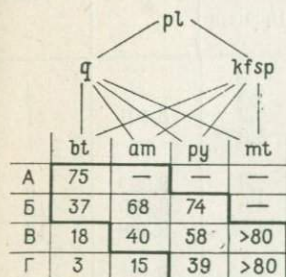


Рис. 16. Взаимосвязь минералов в гранитоидах различных ассоциаций и корреляция их содержания с магнитными параметрами пород.

Линиями показаны связи между минералами с $r < -0,5$, построенные с помощью МВС; числа в таблице — положительные коэффициенты корреляции между концентрацией минералов и магнитными параметрами пород; жирной линией обведены минеральные парагенезисы, для которых парные коэффициенты корреляции $r > +0,4$. Для всех коэффициентов корреляции постоянный множитель 0,01.

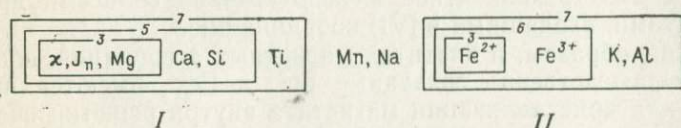
сильномагнитных от В к Г в двумерном таксономическом пространстве почти противоположно, а сами изменения неодинаковы по абсолютному значению.

Для изучения структурных особенностей биотита, являющегося «сквозным» минералом в гранитоидах всех ассоциаций, с помощью МВС были построены упорядоченные последовательности (структурные модули) химических элементов в минерале (рис. 20), показывающие вероятность изоморфных замещений между ними [30]. Рассчитанные последовательности совпадают с изоморфными рядами, приводимыми В. С. Соболевым [76].

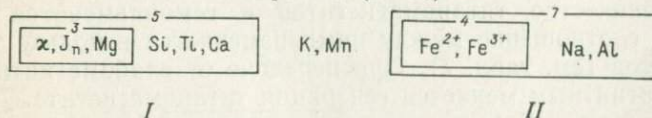
ТАБЛИЦА 8

Изменение состава парамагнетиков ассоциации Б* в соответствии с изменением магнитных параметров в направлении гранит — диорит (метод многократной корреляции) [8]

Биотиты ($N=20$)



Амфиболы ($N=16$)



Примечания. 1. Парные коэффициенты корреляции между любыми элементами внутри каждого кластера (I или II) положительны, коэффициенты корреляции между элементами различных кластеров отрицательны. 2. Числа соответствуют номеру цикла пересчета корреляционной матрицы, на котором коэффициенты корреляции между элементами одного кластера становятся равными +1.

* Сходные изменения состава наблюдаются и в парамагнетиках других ассоциаций.

Средний состав и постоянная решетки титаномагнетитов
в гранитоидах различных петромагнитных ассоциаций

Ассоциация	Порода	Содержание, вес %				Постоянная решетки, Å	Количество образцов
		Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	Примеси		
Б	Диорит	55,2	36,2	4,2	4,4	—	4
	Гранодиорит	58,5	34,1	2,2	5,2	8,401	1
	Гранит	65,1	28,4	1,2	5,3	—	1
В	Диорит	64,8	28,5	1,8	4,9	8,392	5
	Гранодиорит	68,0	26,8	0,9	4,8	8,389	12
	Гранит	69,0	26,2	0,6	4,2	8,388	12
Г	Диорит	67,8	26,8	1,0	4,4	8,397	3
	Гранодиорит	68,5	28,5	0,6	2,4	8,397	3
	Гранит	71,7	27,5	0,3	0,5	8,394	3

Примечание. В ассоциацию *Б* входят анализы титаномагнетитов мяо-чанского (K_2), в ассоциацию *В* — мутухинского (K_2) и владимирского (K_2), в ассоциацию *Г* — прибрежного (P) комплексов Сихотэ-Алинской складчатой системы и Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена.

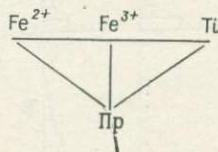
В биотитах из слабомагнитных пород (*А* и *Б*) кремний в тетраэдрах замещается в первую очередь Ti и с меньшей вероятностью Al . Изоморфизма Fe^{2+} , Fe^{3+} в октаэдрах не наблюдается: оба окисла связаны через магний. В биотитах из магнитных пород ассоциации *В* кремний замещается прежде всего алюминием, магний — Fe^{2+} ; Fe^{2+} и Fe^{3+} связаны непосредственно и могут изоморфно замещать друг друга. Наименее упорядочены связи элементов как внутри координаций, так и между ними в биотитах ассоциации *Г*. В них, как и в биотитах ассоциации *В*, наблюдается непосредственная связь между Fe^{2+} и Fe^{3+} , однако трехвалентное железо связано со всеми другими элементами, входящими в [VI] координацию.

Таким образом, в биотитах магнитных ассоциаций, содержащих непосредственно связанные Fe^{2+} и Fe^{3+} , имеются предпосылки для кристаллизации магнетита внутри решетки силиката даже без его разрушения.

3. Количество титаномагнетитов и гемойльменитов возрастает, а соотношение между ними изменяется в пользу титаномагнетитов (см. табл. 7). При переходе от слабомагнитных пород к магнитным меняется генерация титаномагнетита. Для пород ассоциации *Б* (а в отдельных случаях и *А*) наиболее типичен мелкий изометричный раннемагматический титаномагнетит mt_1 , законсервированный в биотитах и амфиболах. В породах ассоциации *В* и *Г* основную роль в их магнитных свойствах играет позднемагматический магнетит mt_2 , крупные неправиль-

Парные коэффициенты корреляции между химическими элементами
в позднемагматических титаномагнетитах гранитоидов и обобщенный
структурный модуль титаномагнетита

<i>B*</i>				<i>B</i>				<i>Г</i>				<i>B + Г</i>			
Fe ³⁺				Fe ³⁺				Fe ³⁺				Fe ³⁺			
90	Fe ²⁺			64	Fe ²⁺			76	Fe ²⁺			74	Fe ²⁺		
48	10	Ti		22	34	Ti		36	01	Ti		57	22	Ti	
37	08	80	Пр.	82	04	16	Пр.	04	60	29	Пр.	11	58	40	Пр.



Примечания. Отрицательные коэффициенты корреляции выделены курсивом; Пр. — примеси (по полным анализам в некоторых образцах установлено, что это MgO, CaO, Al₂O₃ и др.). Для всех коэффициентов корреляции постоянный множитель 0,01.

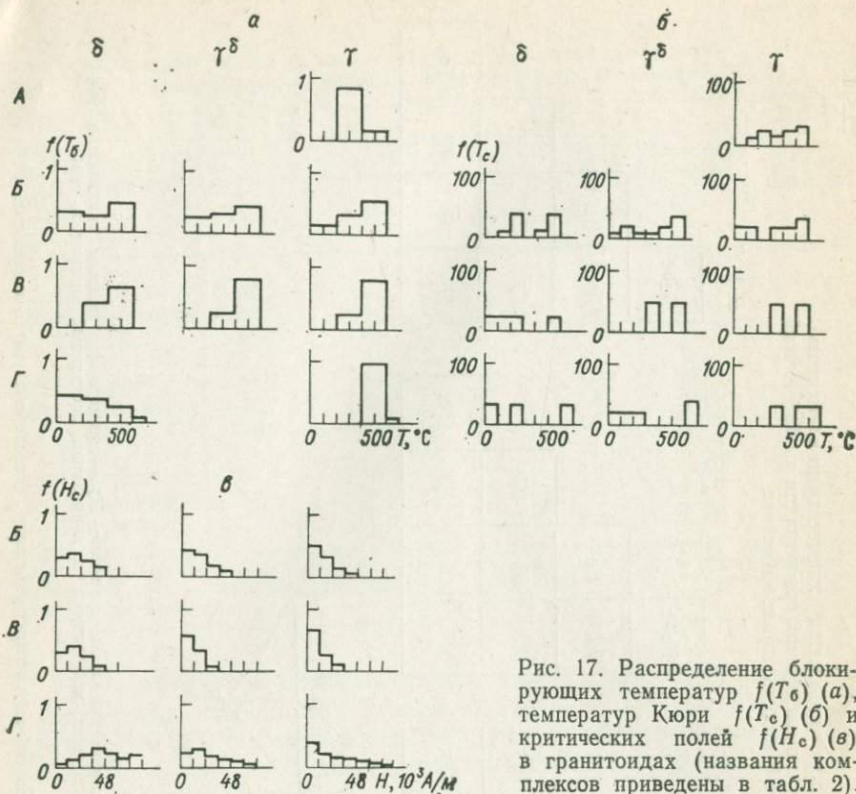


Рис. 17. Распределение блокирующих температур $f(T_b)$ (а), температур Кюри $f(T_c)$ (б) и критических полей $f(H_c)$ (в) в гранитоидах (названия комплексов приведены в табл. 2).

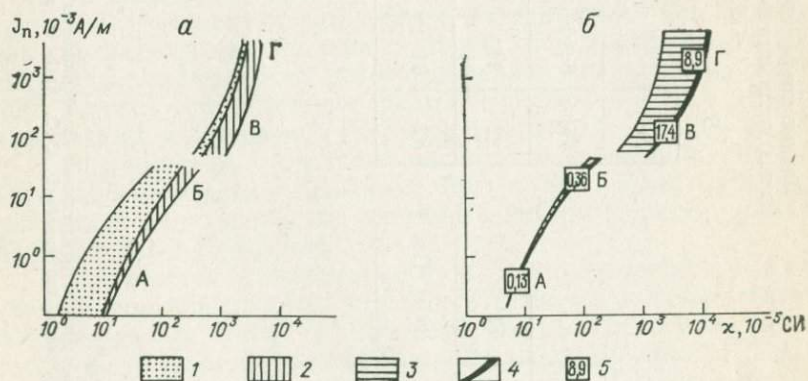


Рис. 18. Изменение концентрации пара- (а) и ферромагнитных (б) минералов в породах различных петромагнитных ассоциаций.

1 — биотиты; 2 — амфиболы; 3 — титаномagnetиты; 4 — гематиты; 5 — отношение титаномagnetит / гематит.

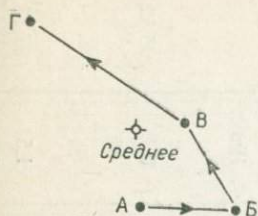


Рис. 19. Таксономическое сходство и относительное направление изменений валового химического состава биотитов в двумерном таксономическом пространстве.

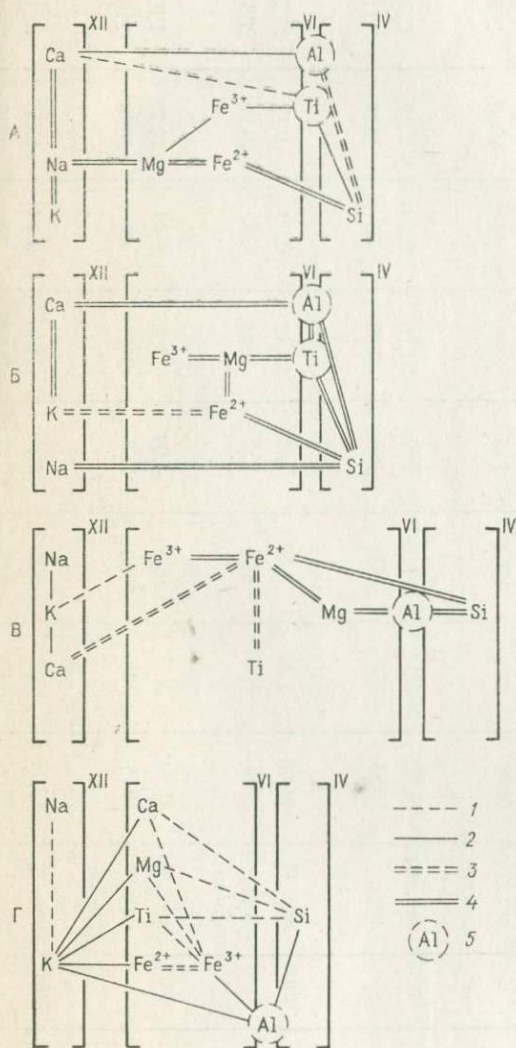


Рис. 20. Вероятность P изоморфизма главных химических элементов биотитов гранитоидов петромагнитных ассоциаций.

1 — $0,50 < P < 0,70$; 2 — $0,70 < P < 0,85$; 3 — $0,85 < P < 0,95$; 4 — $P > 0,95$; 5 — элементы, находящиеся в [VI] и [IV] координациях.

Средний состав парамагнитных минералов из гранитоидов различных петромагнитных ассоциаций

Ассоциация	Количество анализов	Парамагнетик	Единица измерения	Химический состав									Сумма	
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O		
А	15	bt	вес. %	37,27	1,95	17,17	4,07	17,83	0,31	8,04	1,49	0,35	96,46	
			мол.	6202	244	1684	255	2481	44	1994	266	56		
			КОЛ-ВО											
Б	20	bt	вес. %	35,63	3,24	14,79	2,55	21,30	0,60	7,39	0,96	0,40	95,20	
			мол.	5930	405	1451	160	2965	85	1834	171	64		
			КОЛ-ВО											
		am	вес. %	44,20	1,20	8,58	5,62	13,42	0,50	9,72	11,70	1,21	1,21	97,29
			мол.	7356	150	842	352	1868	79	2410	2087	196		
			КОЛ-ВО											
bt	вес. %	35,74	3,17	15,49	4,04	17,25	0,49	10,75	1,23	0,41	0,41	96,12		
	мол.	5948	396	1520	253	2401	67	2668	219	66				
	КОЛ-ВО													
В	23	am	вес. %	45,04	1,2	8,31	4,46	11,37	0,49	11,59	12,40	1,51	97,13	
			мол.	7496	140	815	279	1583	70	2875	2212	244		
			КОЛ-ВО											
Г	12	bt	вес. %	33,98	3,75	13,27	8,86	17,02	0,60	7,91	1,79	0,71	94,93	
			мол.	5655	469	1302	555	2369	85	1963	320	117		
			КОЛ-ВО											
am	вес. %	44,11	1,72	8,12	6,15	18,20	0,56	6,02	9,64	1,93	1,93	97,30		
	мол.	7340	215	797	385	2533	79	1493	1719	311				
	КОЛ-ВО													

Наиболее вероятные структурные формулы биотитов

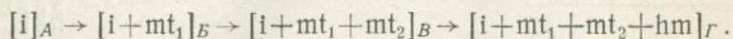
- А: $(K_{0,76}Na_{0,05}Ca_{0,12})_{0,93}(Mn_{0,02}Fe_{1,12}^{2+}Mg_{0,90}Fe_{0,23}^{3+}Al_{0,40}Ti_{0,23})_{2,70}(Si_{2,80}Ti_{0,08}Al_{1,12})_{4,0}O_{10}(OH)_2$;
 Б: $(K_{0,83}Ca_{0,08}Na_{0,06})_{0,97}(Mn_{0,04}Fe_{1,39}^{2+}Mg_{0,86}Fe_{0,15}^{3+}Al_{0,40})_{2,77}(Si_{2,78}Ti_{0,19}Al_{0,96}\square_{0,07})_{4,0}O_{10}(OH)_2$;
 В: $(K_{0,78}Ca_{0,10}Na_{0,06})_{0,89}(Mn_{0,03}Fe_{1,12}^{2+}Fe_{0,23}^{3+}Mg_{1,21}Ti_{0,18}Al_{0,08})_{2,85}(Si_{2,70}Al_{1,30}\square_{0,18})_{4,0}O_{10}(OH)_2$;
 Г: $(K_{0,70}Ca_{0,15}Na_{0,11})_{0,96}(Mn_{0,04}Mg_{0,92}Fe_{1,11}^{2+}Fe_{0,52}^{3+}Ti_{0,22}Al_{0,26})_{2,68}(Si_{2,65}Al_{0,96}\square_{0,39})_{4,0}O_{10}(OH)_2$.

Структурные формулы амфиболов

- Б: $(Ca_{1,81}Na_{0,34}K_{0,21})_{2,36}(Mg_{2,09}Mn_{0,06}Fe_{1,62}^{2+}Fe_{0,61}^{3+}Ti_{0,13})_{4,51}(Si_{6,38}Al_{1,46}\square_{0,26})_{8,00}O_{22}(OH)_2$;
 В: $(Ca_{1,90}Na_{0,42}K_{0,14})_{2,96}(Mg_{2,47}Mn_{0,06}Fe_{1,36}^{2+}Fe_{0,48}^{3+}Ti_{0,12})_{4,48}(Si_{6,44}Al_{1,40}\square_{0,16})_{8,00}O_{22}(OH)_2$;
 Г: $(Ca_{1,52}Na_{0,55}K_{0,16})_{2,23}(Mg_{1,32}Mn_{0,07}Fe_{2,24}^{2+}Fe_{0,68}^{3+}Ti_{0,19})_{4,40}(Si_{6,49}Al_{1,41}\square_{0,10})_{8,00}O_{22}(OH)_2$.

Примечания. 1. В ассоциацию А входят анализы парамагнетиков из биробиджанского (PZ₁), шмаковского (PZ₂) и хунгарийского (K₁); в ассоциацию Б — татибинского (K₂), бачелозского (K₂) и мяо-чанского (K₂); в ассоциацию В — харинского (PZ₃), диканского (Т-Л), владимирского (K₂) и мутухинского (K₂); в ассоциацию Г — прибрежного (P) и тугурского (K₂-P) комплексов Дальнего Востока. 2. Структурные формулы парамагнетиков рассчитаны по А. Г. Булаху [7] (методика расчета по части кислорода). При построении структурных формул биотита использованы результаты расчета вероятности изоморфизма между элементами и нахождения Ti и Al в [IV] или [VI] координациях (см. рис. 20). 3. Кроме авторских использованы данные химических анализов Г. А. Валуя, П. Г. Недашковского, И. К. Никифоровой, В. К. Путинцева и В. Н. Мусина. 4. □ — вакансии (дефекты структуры).

ной формы выделения которого заполняют межзерновые пространства [22]. В породах ассоциации Г (а изредка и В) появляются заметные количества гематита hm. Все эти изменения можно представить в виде следующей схемы:



Содержание FeO и примесей как титана, так и других элементов в титаномагнетитах уменьшается, а Fe₂O₃ возрастает, что свидетельствует о повышении степени окисленности железа в ферромагнетике (табл. 7); при этом связь титана и других примесей с Fe²⁺ усиливается, а с Fe³⁺ ослабевает (табл. 10). Поскольку смесимость Fe₂O₃ с магнетитом ограничена [68], следует полагать, что окись железа образует новую минеральную фазу — гематит, хотя и кристаллизующуюся внутри решетки исходного минерала, но почти не содержащую его примесей и имеющую $T_c \approx 923$ К (рис. 17).

Таким образом, увеличение магнитных параметров от гранитов к диоритам связано с ростом содержания и пара-, и ферромагнетиков; от А к Г содержание ферромагнетиков возрастает, а парамагнетиков падает. Одни и те же изменения состава ферромагнетика сопровождаются разнонаправленными изменениями магнитных параметров пород в обоих направлениях. Причины такого несоответствия следует искать в различиях физико-химических условий кристаллизации магматического расплава.

ВЛИЯНИЕ МАГМАТИЧЕСКОГО РАСПЛАВА НА СОСТАВ ПАРА- И ФЕРРОМАГНЕТИКОВ

Вопрос о влиянии расплава на состав биотитов, амфиболов и титаномагнетитов неоднократно обсуждался в литературе [20, 38, 53]. Поскольку химический состав рассматриваемых гранитоидов как в направлении гранит—диорит, так и в направлении А—Г значительно изменяется (табл. 7), были рассчитаны парные коэффициенты корреляции между элементами систем порода—минерал, позволяющие определить их относительную активность в обеих системах (рис. 21).

Между большинством петрогенных компонентов в породе и в минералах существуют сильные связи. Исключение составляют трехвалентное железо, натрий (для биотитов) и калий (для амфиболов).

Компоненты самих парамагнетиков делятся на две группы. К первой в биотитах относятся Si, Mg, Ca, Fe²⁺ и отчасти Al, содержание которых сильно связано с составом породы; в амфиболов это Al, Mg, Ca, Fe²⁺, Fe³⁺, Na и в меньшей мере Si. Повышение кислотности — щелочности расплава вызывает изменение концентрации этих элементов в парамагнетиках и появление га-стингситовой тенденции у амфиболов и аннитовой у биотитов. Увеличение основности (либо повышение в расплаве concentra-

ции Fe^{2+} , Mg и Ca) приводит к паргаситовой тенденции у амфиболов и флогопитовой у биотитов [18, 19].

Ко второй группе относятся K и Ti в амфиболах, а в биотитах кроме них Fe^{3+} и Na, содержание которых в парамагнетике практически не связано с составом породы. Являясь более под-

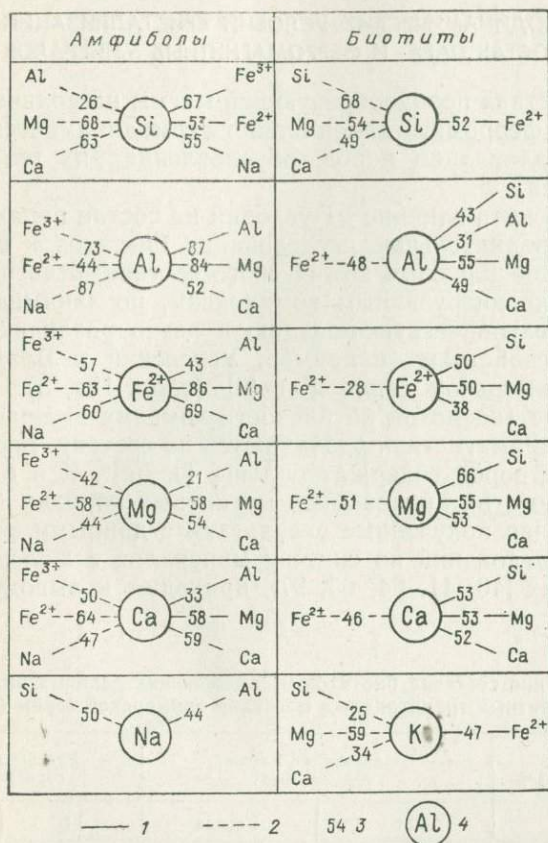


Рис. 21. Корреляционные связи химических элементов расплава с элементами парамагнетиков.

r : 1 — >0 , 2 — <0 ; 3 — коэффициенты корреляции; 4 — химические элементы расплава.

Связи с $r = \pm 0,2$ не показаны (для всех коэффициентов корреляции постоянный множитель 0,01).

вижными по сравнению с элементами первой группы, они должны сильнее реагировать на любые изменения внешних условий, при которых происходит кристаллизация.

Причина различного состава ферромагнетиков тоже может быть связана с влиянием магматического расплава. Увеличение кислотности — щелочности среды приводит к повышению концентрации Fe_2O_3 ($r = +0,65$) и понижению TiO_2 ($r = -0,60$) в титано-

магнетитах [77]. Эта закономерность и прослеживается в направлении $A-G$ при повышении щелочности магматического расплава, а в направлении гранит—диорит при повышении основности.

ВЛИЯНИЕ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ НА СОСТАВ ПАРА- И ФЕРРОМАГНИТНЫХ МИНЕРАЛОВ

Кроме состава породообразующей магмы на количество и состав пара- и ферромагнетиков влияет термодинамическая обстановка кристаллизации пород, обусловленная их геотектонической позицией.

Чтобы оценить влияние pT -условий на состав парамагнетика, проведены сравнительные исследования биотитов и амфиболов из гранитоидов близкого химического состава, относимых к одним и тем же интрузивным комплексам, но занимающих различную геотектоническую позицию и резко различающихся по магнитным свойствам (например, Успенский и Владимирский массивы приморской серии K_2) [9] (табл. 12а, б). Однако и в этом случае (несмотря на близость химизма вмещающих гранитоидов) парамагнетиты различаются по составу. Биотиты слабомагнитных пород содержат больше Ti , Fe^{2+} , K и меньше Mg по сравнению с их аналогами в магнитных породах (табл. 13).

Сопоставляя полученные результаты с данными экспериментальных исследований по синтезу минералов в железосодержащих системах [40, 41, 64, 65, 97], приходим к выводу, что при

ТАБЛИЦА 12а

Сравнение составов биотитов из вмещающих слабомагнитных и магнитных гранитоидных массивов приморской серии (K_2)

Химический состав, %	Владимирский массив, образец В-431		Успенский массив, образец Т-60-Д	
	bt	Порода	bt	Порода
SiO_2	36,35	66,18	36,49	66,38
TiO_2	3,44	0,90	2,86	0,80
Al_2O_3	13,60	15,11	14,70	15,36
Fe_2O_3	4,21	1,38	3,26	1,19
FeO	17,25	2,76	18,17	3,06
MnO	0,80	0,5	0,67	0,08
MgO	10,34	1,43	8,44	1,71
CaO	0,84	3,59	1,10	3,31
Na_2O	0,20	3,74	0,62	3,24
K_2O	7,94	3,54	8,67	3,57
H_2O^+	4,05	—	4,27	—
ж. 10^{-5} СИ	250	880	63	38

Примечание. Результаты химических анализов биотитов и породы приводятся по данным Г. А. Валуй [9] и И. А. Тарарина [79].

Парные коэффициенты корреляции между химическими элементами в парамагнетиках слабомагнитных (Б, Успенский массив) и магнитных (В, Владимирский массив) гранитоидов и построенные по ним структурные модули биотитов и амфиболов (рис. 22)

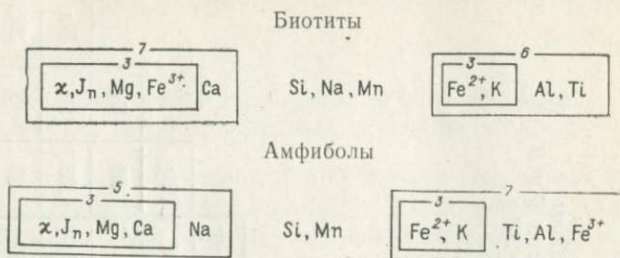
Биотиты
гранитов Б и В
(N=25)

Амфиболы
гранодиоритов Б и В
(N=20)

Si									
39	Ti								
45	97	Al							
18	37	26	Fe ³⁺						
51	24	25	35	Fe ²⁺					
65	23	21	14	87	Mg				
01	44	37	03	08	20	Ca			
26	03	14	21	16	30	59	Na		
55	34	46	30	12	03	42	24	K	

Si									
49	Ti								
67	31	Al							
60	60	00	Fe ³⁺						
37	50	30	00	Fe ²⁺					
32	06	27	70	46	Mg				
72	39	72	20	34	08	Ca			
19	30	20	16	24	22	28	Na		
53	13	28	58	49	68	46	25	K	

Примечания. 1. Для всех коэффициентов корреляции постоянный множитель 0,01. 2. Отрицательные коэффициенты корреляции выделены курсивом.

Сравнение составов парамагнетиков из слабомагнитных *B* и магнитных *B* гранитоидов (метод многократной корреляции)

формировании магнитных гранитоидов ассоциации *B* имеет место реакция $bt \rightleftharpoons og + mt + H_2O$, которая при понижении общего давления и увеличении парциального давления кислорода и температуры смещается вправо. Окислы титана и железа, высвобождающиеся в результате реакции, идут на образование магнетита, а окислы калия — ортоклаза, что приводит к изменению

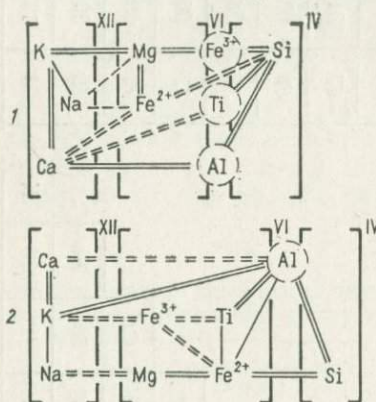


Рис. 22. Вероятность изоморфизма главных химических элементов в искусственных статистических моделях — биотитах (2) и амфиболах (1) ассоциаций *B* и *B*.

Усл. обозначения см. на рис. 20.

состава биотита и к нарушению внутри него связей между химическими элементами.

Рассматривая трансформацию связей между элементами в статистических моделях* (рис. 22), можно отметить, что в биотитах уменьшаются и видоизменяются межкоординационные связи [IV]—[VI] и [VI]—[VIII]; в частности, полностью нарушается связь кремния с титаном и трехвалентным железом.

* Модели представляют собой объединенные выборки биотитов и амфиболов из гранитоидов с резко различными магнитными свойствами и близким химическим составом (ассоциации *B* и *B*). Для моделей подобного типа можно практически пренебречь влиянием различий магматического расплава на состав парамагнетиков по сравнению с различиями pT -условий их кристаллизации.

В [VI] координации образуется титаномагнетитовый кластер $\text{Ti} \begin{matrix} \text{Fe}^{2+} \\ \text{Fe}^{3+} \end{matrix}$ (ср. табл. 10 и рис. 20 и 22), приводящий к нарушению знаковой последовательности в цепочке $\text{Al}-\text{Ti}-\text{Fe}^{2+}-\text{Mg}$. Последнее обстоятельство объясняется тем, что Fe^{3+} образуется за счет окисления Fe^{2+} , а так как общее содержание железа в системе остается постоянным, то изменение соотношения обоих окислов, не связанное с изменением количества других элементов, частично нарушает статистическую стабильность всей системы. В связи с этим важно отметить, что в любую сторону от кластера $\text{Fe}^{2+}-\text{Fe}^{3+}$ в последовательности сохраняется знаковая упорядоченность, это указывает на статистическую согласованность поведения остальных элементов системы при изменении ее pT -параметров.

Структурные модули (рис. 20) показывают меньшую упорядоченность биотитов, находящихся в парагенезисе с позднематрическим магнетитом (ассоциация В), по сравнению с биотитами из безмагнетитовых парагенезисов (ассоциация Б). Поскольку из двух минеральных систем с одинаковым составом наиболее упорядоченной является та, которая кристаллизуется при более низкой температуре и более высоком давлении [11, 75], то можно считать, что температура кристаллизации магнитных гранитоидов выше, а давление ниже, чем слабомагнитных.

Несколько иная картина наблюдается при сравнении амфиболов ассоциаций Б и В (рис. 22). В отличие от биотита в амфиболе сохраняется связь [IV] и [VI] координаций через Al, Ti и Fe^{3+} . Косвенное взаимодействие Fe^{2+} и Fe^{3+} через магний свидетельствует о близкой к нулю вероятности образования ферромагнетика за счет амфибола при сравнительно небольших изменениях pT -условий. Видимо, лишь при высоких температурах, при которых могут разрушаться кремнекислородные тетраэдры, минерал приобретает способность отдавать элементы в окружающее пространство, что имеет место при реакции $\text{am} \rightleftharpoons \text{ru} + \text{mt} + \text{q} + \text{H}_2\text{O}$.

Сделанные на основании статистических расчетов выводы о том, что парамагнетики могут являться источником образования ферромагнитных минералов и что разложение биотитов требует меньших температур, чем разложение амфиболов, подтверждается экспериментальными данными [83].

Сравнение всех фактов, характеризующих пара- и ферромагнетики слабомагнитных и магнитных пород, позволяет сделать следующие выводы: а) физико-химические условия кристаллизации слабомагнитных пород таковы, что железо с большей вероятностью концентрируется в силикатах, нежели образует самостоятельные минералы, б) физико-химические условия кристаллизации магнитных пород способствуют повышению вероятности образования оксидных минералов железа; это проявляется, во-первых, в повышении магнезиальности биотитов и амфиболов,

во-вторых, в наличии позднемагматического магнетита вне силикатов и, в-третьих, в появлении возможности образования магнетита даже внутри силикатов.

К такому же выводу приводят расчеты коэффициентов корреляции между минералами (табл. 14). В магнитных гранитоидах калиевый полевой шпат *kfsp* и магнетит *mt* могут частично образовываться вместо биотита *bt*, а вместо амфибола *am* — кварц *q*, пироксен *py* и магнетит (отрицательные корреляционные связи между этими минералами указывают на существование между ними взаимоотношений типа замещения). О том же говорят результаты петрографических наблюдений: в слабомагнитных породах ассоциации *Б*, где процессы разложения парамагнетиков практически не наблюдаются, содержится главным образом раннемагматический магнетит.

ТАБЛИЦА 14

Коэффициенты корреляции между минералами в объединенных выборках слабомагнитных (*Б*) и магнитных (*В*) гранитоидов

граниты <i>Б</i> + +граниты <i>В</i>						диориты <i>Б</i> + +диориты <i>В</i>						
pl						pl						
20	<i>kfsp</i>					39	<i>kfsp</i>					
20	17	<i>q</i>				17	71	<i>q</i>				
26	23	01	<i>bt</i>			34	32	18	<i>bt</i>			
18	05	16	17	<i>am</i>		15	75	92	09	<i>am</i>		
12	27	42	61	66	<i>mt</i>	10	29	12	22	20	<i>py</i>	
						44	19	13	13	23	43	<i>mt</i>

Примечание. Отрицательные коэффициенты корреляции между минералами выделены курсивом (для всех коэффициентов корреляции постоянный множитель 0,01).

Вместе с тем термодинамическая обстановка формирования интрузий, по-видимому, оказывает влияние не только на вероятность появления, но и на состав ферромагнетиков. Лабораторные исследования [50] показывают, что в системе $Fe-Ti-O-H$ с уменьшением общего давления и увеличением парциального давления кислорода наблюдается падение содержания ульвошпинелевой составляющей в титаномагнетитовой и возрастание содержания Fe_2O_3 в гемименитовой сериях, как это наблюдается и при сравнении титаномагнетитов ассоциаций *Б* и *В*.

Таким образом, анализ минеральных соотношений диа-, пара- и ферромагнетиков в гранитоидах с различными магнитными свойствами, состава этих минералов и степени упорядоченности в них химических элементов позволяет считать, что магнитные породы формируются при более низком общем давлении и более высокой температуре, чем слабомагнитные. Первое можно

объяснить связью магнитных гранитоидов с глубинными разломами, а второе — их более глубокими очагами магмообразования.

Изучая минеральные ассоциации гранитоидов Урала и некоторых других регионов, Г. Б. Ферштатер с сотрудниками получили во многом сходные результаты [84—86], позволяющие выяснить некоторые детали взаимоотношений пара- и ферромагнитных минералов. Система ферримангнетика — железосодержащие парамагнитные силикаты находится в породах в динамическом равновесии. В зависимости от химического состава и термодинамических условий, в которых находится порода, возможна как «прямая» реакция образования ферримангнетика из парамагнитных силикатов, так и «обратная». Сильное влияние на вероятность того или иного направления реакций замещения оказывает количество K_2O в породах. Избыток щелочей интенсифицирует «прямую» реакцию, причем щелочность оказывает на этот процесс такое же влияние, как фугитивность кислорода. В глубинных богатых водой и бедных щелочами породах наблюдались «обратные» реакции, при которых минералы — оксиды железа — замещались силикатами.

Таким образом, в интрузивных гранитоидах наблюдается в основном две генерации ферромагнетика. Кристаллы раннемагматического магнетита, образовавшиеся непосредственно из расплава, часто являются зародышами кристаллизации для парамагнетиков и встречаются в обоих классах пород. Другая генерация — позднемагматический магнетит — характерна только для класса магнитных пород. Этот ферромагнетик образуется как за счет минеральных перестроек парамагнитных минералов, так и в виде самостоятельной минеральной фазы.

Последовательное формирование гранитоидных интрузивных комплексов, т. е. их временная эволюция, сопровождается довольно монотонным изменением их магнитных свойств. Последнее отражает главным образом связь количественных соотношений железосодержащих пара- и ферромагнитных минералов в породах с кислотным и отчасти щелочным режимом.

Резкая дифференциация магнитных свойств гранитоидов, обусловленная различиями термодинамической обстановки их формирования, является следствием пространственного многообразия в размещении интрузивных тел (в частности, их геотектонической позиции) и связана с качественно различными минеральными парагенезисами.

§ 9. ПЕТРОМАГНИТНАЯ СТАТИСТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ИНТРУЗИВНЫХ ГРАНИТОИДОВ

Петромагнитная многоуровневая классификация интрузивных гранитоидов, отражающая особенности их распределения по χ и J_n , является, по существу, статистико-вероятностной моделью,

где определено положение любой петромагнитной группы пород в пределах всего множества. Выбор системы геологических факторов, определяющих магнитные свойства породы на каждом таксономическом уровне, и количественная оценка влияния этих факторов позволяют использовать петромагнитную модель для различных геологических построений.

Основываясь на уже рассмотренных результатах гл. II и III, можно дать геологическую интерпретацию единицы каждого таксономического уровня петромагнитной модели (рис. 23).

Исходный объект классификации — «элементарная ячейка» — минимально разобшенная в пространстве и времени породная

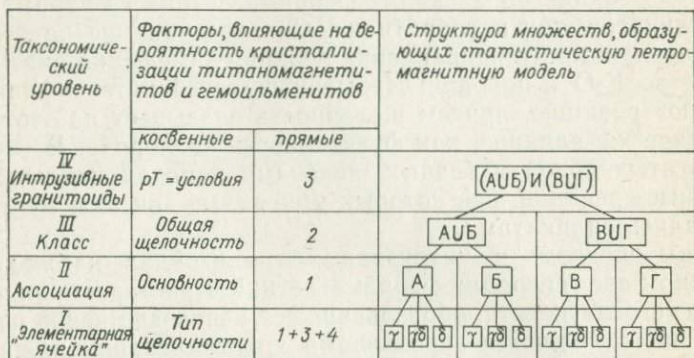


Рис. 23. Влияние геологических факторов на магнитные свойства гранитоидов в пределах различных таксономических уровней статистико-вероятностной модели.

1 — валовое железо; 2 — степень окисленности железа; 3 — распределение окислов между пара- и ферромагнетиками. Стрелка обозначает — роль pT -условий возрастает, химического состава уменьшается.

единица (минеральный парагенезис). Ее положение внутри всего множества интрузивных гранитоидов определяется суммой всех геологических факторов, приводящих к образованию породы со статистически-определенными количествами диа-, пара- и ферромагнетиков. Аналогом «элементарной ячейки» является однофазный интрузивный массив.

Единица следующего таксономического уровня — ассоциация — сближенный в пространстве и времени диорит-гранодиорит-гранитный парагенезис. Доминирующим фактором, определяющим положение «элементарной ячейки» в ассоциации, является основность, влияющая на количество валового железа в расплаве. Роль химизма в изменении магнитных свойств гранитоидов на этом уровне очень велика и, судя по коэффициентам корреляции χ и J_n с суммарным железом и количеством SiO_2 в породе, составляет не менее 75—80%. Наиболее близким аналогом ассоциации является многофазный интрузивный массив. К одной ассоциации могут относиться также гранитоидные

массивы интрузивного комплекса (формации), размещенные в однотипных структурно-формационных зонах со сходными условиями развития.

Единица третьего таксономического уровня — *класс* — представляет собой сближенный в пространстве* и разобренный во времени парагенезис ассоциаций (петрофизических фаций). Положение класса в таксономическом ряду определяется главным образом общей щелочностью породообразующей магмы, влияющей на степень окисленности железа в расплаве. Магнитные параметры отдельных ассоциаций внутри классов согласно оценке на 50—75% определяются валовым химическим составом породы. Аналогом класса является группа интрузивных комплексов (формаций) с близкими условиями формирования в пределах однотипных геотектонических зон.

И наконец, единица четвертого таксономического уровня — *все множество интрузивных гранитоидов* — разобренная в пространстве и времени совокупность классов. Положение класса внутри всего множества определяется главным образом pT -условиями кристаллизации магматического расплава, предопределяющими распределение железа между пара- и ферромагнитными минералами. Влияние химического состава на магнитные параметры пород на этом уровне не превышает 20—30%. Аналогом множества этого уровня являются гранитоиды единого тектоно-магматического цикла.

На любом из перечисленных уровней одно и то же множество интрузивных гранитоидов можно количественно определить с помощью трех принципиально различных моделей: петрохимической (элементы — породообразующие окислы), магнитно-минералогической (элементы — диа-, пара- и ферромагнитные минералы) и петромагнитной (элементы — магнитные параметры). Число переменных, описывающих каждую модель, соответственно равно $n_1=9$ (по числу главных петромагнитных компонентов), $n_2=3$ (по числу перечисленных групп минералов) и $n_3=2$ (по числу используемых магнитных параметров пород).

Отображение этих многомерных моделей в таксономическое двумерное векторное пространство (ТДВП) (§ 3) позволяет количественно оценить их взаимосвязь и взаимонаправленность изменений, описываемых каждой из них. Все три модели в ТДВП численно выражают относительные взаимоотношения и имеют одинаковый масштаб построения. Поэтому совмещение любых двух точек трех моделей однозначно ориентирует их графы в ТДВП (рис. 24).

В классе слабомангнитных пород все три вектора совпадают по значению и направлению, что свидетельствует о сильной зависимости магнитных свойств от химического и минерального

* Термин «сближенный в пространстве» подразумевает сходство условий формирования интрузивных тел.

состава пород. Основной вклад в магнитные свойства (около 97%) дают парамагнитные минералы.

Внутри класса магнитных пород направленность изменений во всех трех моделях также почти совпадает, но интенсивность изменений различна: близка для петрохимической и магнитно-минералогической моделей и почти вдвое больше — для петромагнитной. Таким образом, магнитные свойства пород этого

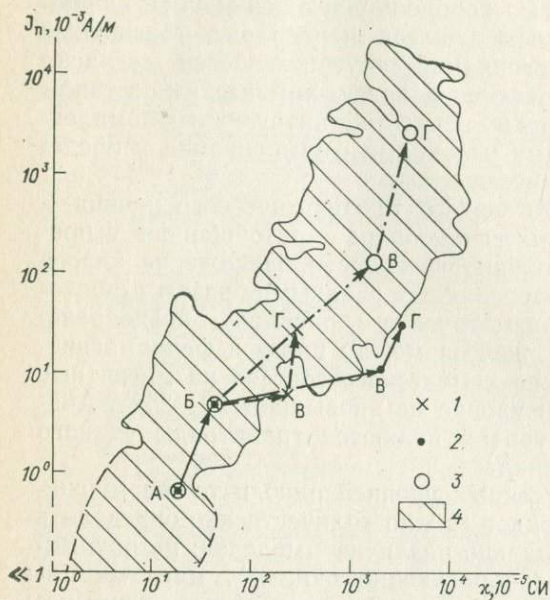


Рис. 24. Сопоставление статистико-вероятностных моделей.

Модель: 1 — петрохимическая, 2 — магнитно-минералогическая, 3 — петромагнитная; 4 — область, занимаемая интрузивными гранитоидами.

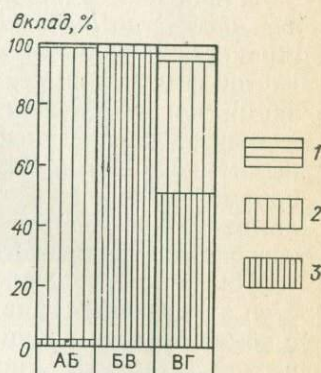


Рис. 25. Влияние минералов на изменение магнитных свойств гранитоидов при переходе от ассоциации к ассоциации.

Минералы: 1 — диамагнитные, 2 — парамагнитные, 3 — ферромагнитные.

класса далеко не полностью определяются их химико-минеральным составом, в значительной мере зависят от других геологических факторов, в первую очередь от условий кристаллизации породообразующей магмы. По сравнению со слабомагнитным классом здесь резко возрастает роль ферромагнитных минералов в магнетизме пород (рис. 25).

На последнем таксономическом уровне в пределах всего множества интрузивных гранитоидов единого тектоно-магматического цикла разделяются на классы слабомагнитные и магнитные породы, разобщенные в пространстве и разновозрастные во времени. Подразделение всего множества на классы фиксируется всеми тремя моделями в виде резкого изменения направления

векторов. Наименьшие изменения наблюдаются в петрохимической модели; практически они сводятся к изменению распределения железа между пара- и ферромагнитными минералами, что находит отражение в минералогической модели и в резком возрастании роли ферромагнитных минералов (около 97%) в магнетизме гранитоидов. Как следствие этого, количественно и качественно меняется петромагнитная модель.

Разрешающая способность петромагнитной модели приблизительно вдвое превышает разрешающую способность двух других. Главная причина таких расхождений определяется различной силой связи внутри моделей между их элементами. Петрохимическая и магнитно-минералогическая модели оказываются гораздо сильнее детерминированными (т. е. причинно-следственные связи в них сильнее), чем петромагнитная, где корреляция обоих параметров постепенно возрастает от уровня к уровню. Поэтому несмотря на то, что число элементов петрохимической модели гораздо больше, чем петромагнитной, информация, получаемая посредством первой, по сравнению с однопараметрической моделью возрастает не в $\sqrt{n_1}=3$, а в меньшее число раз.

Существует мнение, что магнитные параметры преимущественно отражают концентрацию ферромагнетика в породе [95]. Однако вычисления ТС, выполненные по магнитным параметрам пород петромагнитных ассоциаций, и концентрации содержащихся в них титаномагнетитов и гемейльменитов позволяют утверждать, что это мнение оправдывается лишь как самое грубое приближение (табл. 15).

ТАБЛИЦА 15

Сравнение ТС пород петромагнитных ассоциаций по их магнитным параметрам 1 и содержанию в них титаномагнетитов и гемейльменитов 2

А					А				
0,64	Б	1			0,45	Б	2		
1,50	0,89	В			0,69	0,27	В		
1,92	1,28	0,45	Г			0,86	0,41	0,24	Г
1,01	0,39	0,50	0,91	Среднее	0,51	0,14	0,18	0,39	Среднее

Как и при сравнении с магнитно-минералогической моделью, в этом случае магнитные методы дают в 1,5—3,0 раза лучшее разрешение, чем минералогические. Одна из причин этого — более полный учет магнитными методами содержания ферромагнетика в породах. Вторая — влияние на магнитные свойства пород не только концентрации ферромагнетика вообще, но и его характерных особенностей, которые при минералогических исследованиях часто не принимаются во внимание.

ПРИМЕНЕНИЕ
ПЕТРОМАГНИТНЫХ МЕТОДОВ
ПРИ РЕШЕНИИ
МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

§ 10. ОЦЕНКА МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ
СПЕЦИАЛИЗАЦИИ ГРАНИТОИДОВ
ПЕТРОМАГНИТНЫХ АССОЦИАЦИЙ

В настоящее время общепризнанно, что гранитоиды являются одним из главных источников вещества при эндогенном рудообразовании. Многочисленные исследования показывают, что во многих случаях месторождения олова, вольфрама, свинца, цинка и других цветных и редких металлов обнаруживают связи с гранитоидными массивами. Однако характер и механизм связей между рудами и рудоносными гранитоидами еще недостаточно изучен. Успешно решить проблему рудоносности можно лишь на основе общегеологического анализа с учетом петрохимических, геохимических и геофизических данных. Одним из многочисленных методов, используемых при изучении эндогенной минерализации, может быть петрофизический. Предпосылками для этого служат следующие положения.

1. Основной элемент, определяющий магнитные свойства пород, — железо — принимает участие в процессе рудообразования на разных его стадиях.

2. Окисные и силикатные железосодержащие минералы являются концентраторами рудных элементов.

3. Существует пространственная приуроченность тех или иных рудных элементов к гранитоидам с различными магнитными свойствами [24, 67, 72].

Для выявления и оценки связей между выделенными петромагнитными ассоциациями гранитоидов и определенным типом эндогенной минерализации были рассмотрены их пространственные связи (рис. 26) и рассчитаны средние содержания в них рудных элементов (табл. 16). Как показали результаты, около 90% рудопроявлений и месторождений (более 500) обнаружили пространственные связи с гранитоидами (в основном с их незеродированными частями, выделенными по геофизическим данным [24]). Тот или иной тип минерализации тяготеет обычно к определенной ассоциации. Рассмотрим полученные результаты.

Олово. Большинство оловорудных рудопроявлений и месторождений территории Дальнего Востока и Северо-Востока СССР связаны со слабомагнитными гранитоидами [13, 24, 67]. Около

Содержание рудных элементов в гранитоидных массивах
петромагнитных ассоциаций, г/т

Элемент	Параметры	Диорит				Гранодиорит				Гранит			
		А	Б	В	Г	А	Б	В	Г	А	Б	В	Г
Sn	\bar{x}	—	2,3	1,4	—	5,0	6,5	2,0	2,5	6,9	8,2	2,9	2,7
	S_x	—	0,8	0,9	—	2,0	1,4	0,8	1,8	1,8	6,2	2,3	1,6
	N	—	33	39	—	17	57	48	9	19	79	64	11
W	\bar{x}	2,9	2,7	1,2	—	2,6	2,2	1,3	1,4	4,0	2,8	0,9	—
	S_x	0,8	0,7	0,3	—	1,6	0,9	0,6	—	1,9	1,2	0,7	—
	N	3	5	7	—	8	15	12	3	21,0	23,0	31	—
Mo	\bar{x}	0,7	0,6	0,9	2,5	0,5	0,87	1,8	2,2	1,0	1,4	1,5	1,8
	S_x	0,3	0,4	0,7	0,9	0,3	0,6	1,2	0,6	0,7	0,8	1,0	0,5
	N	5	8	38	7	7	12	39	4	17	34	51	3
Zn	\bar{x}	45,0	35,2	60,8	—	42,0	60,1	120,0	81,0	61,2	60,7	80,0	187,0
	S_x	—	17,9	29,5	—	18	32,0	27,6	—	11,9	27,3	36,5	56,3
	N	1	4	18	—	7	7	9	2	6	15	17	11
Pb	\bar{x}	20,0	23,2	20	30	21,0	28,3	29,7	40	17,3	20,2	22,4	46
	S_x	—	8,5	—	—	8,5	5,1	5,6	—	23,5	6,1	14,1	29,1
	N	1	4	18	1	7	7	9	2	6	15,0	17	11,0
Cu	\bar{x}	—	29,0	43,3	180	24,5	19,3	35,1	185	16,8	20,4	61,4	122,0
	S_x	—	81	18,9	—	4,5	9,5	13,2	—	3,1	16,8	16,5	80,8
	N	—	17	15	1	2	28	13	3	4	36	17	12

Примечание. \bar{x} — среднее; S_x — стандартное отклонение; N — количество определений. Кроме авторских использованы опубликованные материалы [15, 35, 45, 48, 49, 61, 70, 80].

25% месторождений и рудопроявлений олова связано с биотитовыми и двуслюдяными гранитами ассоциации А. К данной ассоциации приурочены месторождения касситерит-кварцевой формации, где олово обычно встречается совместно с вольфрамом (например, месторождения Вознесенского рудного района Приморья). На Северо-Востоке подобного типа месторождения связаны с гранитоидами колымского комплекса [13].

Более 60% месторождений и рудопроявлений обнаруживает парагенетическую связь с гранитоидами ассоциации Б, представленными амфибол-биотитовыми, реже биотитовыми разновидностями, часто монцитонитового типа. Для них характерны рудопроявления и месторождения силикатно-касситеритового и силикатно-сульфидного типов (месторождения Солнечное, Горное, Зимнее и многие другие). Олово обычно ассоциирует с мышьяком, железом, свинцом, цинком. На Северо-Востоке к этому типу можно отнести гранитоиды валькумейского комплекса.

И наконец, около 10% оловорудных месторождений и рудопроявлений связано с магнитными породами ассоциации В — отдельными массивами биотит-амфиболовых гранитов верхнеудоминского и харинского комплексов. Для этих гранитоидов типичны касситерит-сульфидные месторождения, где олово встречается совместно с железом и полиметаллами. На Северо-Востоке СССР подобной характеристикой обладают омускчанские гранитоиды.

Изучение средних содержаний олова в гранитоидах различных ассоциаций позволило установить их неодинаковую обога-

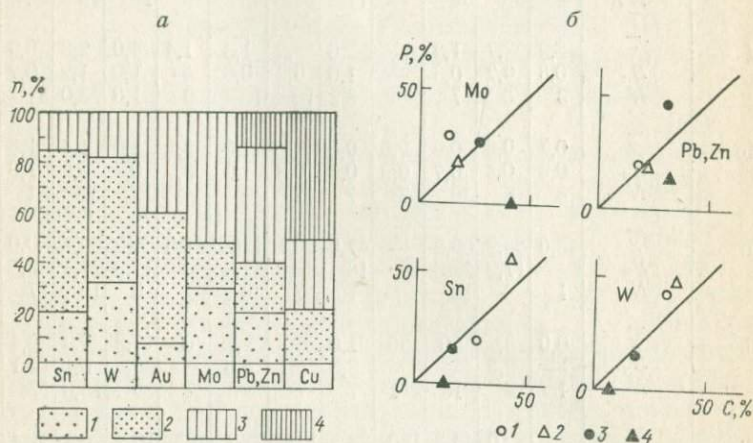


Рис. 26. Распределение эндогенной минерализации в гранитоидах различных ассоциаций (а) и корреляция этого распределения с содержанием в породе рудных элементов (б).

P — количество месторождений и рудопроявлений, пространственно связанных с ассоциацией; C — содержание рудного элемента в породах ассоциации.
Гранитоиды ассоциаций: 1 — А, 2 — В, 3 — В, 4 — Г.

щенность этим элементом. В образованиях В и Г его содержание несколько ниже кларка. Ассоциации А и Б содержат олово в 2—3 раза выше кларковых значений. Наиболее высокие содержания олова характерны для калиевых разновидностей ассоциации Б с аномально повышенными для этого типа значениями J_n (B_2). В рудоносных массивах этой ассоциации концентрация олова достигает 150 г/т и более. В ряду последовательных дифференциатов ассоциации — от диоритов к гранитам — количество олова закономерно увеличивается (табл. 16).

Итак, основываясь на том, что оловоносные гранитоиды принадлежат главным образом к классу слабомагнитных пород, и принимая во внимание связи χ и J_n с составом породообразующей магмы и условиями ее кристаллизации (§ 7, 8), можно сделать вывод, что для потенциально оловоносных гранитоидов характерно: 1) незначительное содержание ($<0,1\%$) минералов титаномагнетитовой серии; 2) высокая железистость биотита и

амфибола; 3) сравнительно низкая температура кристаллизации магмы и повышенное общее давление, обусловленное геотектонической позицией интрузивных тел (рис. 27).

Естественно, что далеко не все гранитоиды с подобной петромагнитной и петрологической характеристикой являются оловосносными, но изучение магнитных параметров позволяет уменьшить неопределенность в оценке потенциальной рудоносности гранитоидов, приблизительно на $1/3$ сократить объемы поисков

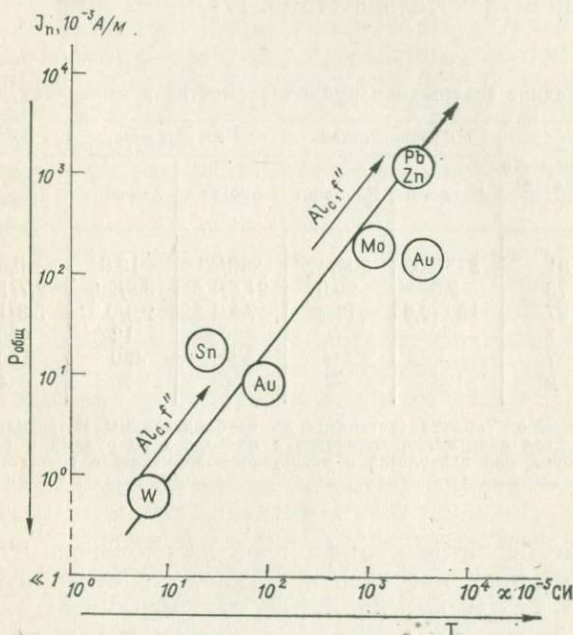


Рис. 27. Относительное расположение гранитоидных массивов с различной металлогенической специализацией.

Al_c — общая щелочность; f'' — степень окисленности железа;

$P_{общ}$ — давление; T — температура.

Стрелками показано направление возрастания параметров.

оловорудных месторождений, связанных с гранитоидами, ограничив их определенными значениями κ и J_n , и сделать поиски определенного типа руд более целенаправленными.

Наиболее сложным является вопрос выделения среди гранитоидов ассоциаций А и Б рудоносных массивов. Для его решения прежде всего необходимо рассмотреть особенности пара- и ферромагнитных минералов. По современным представлениям [73] олово поступает в рудные зоны из мантии путем последовательного накопления во все более кислых дериватах магмы первоначально базальтового состава. Носителями олова являются железосодержащие минералы — биотит, амфибол, пирок-

сен и др. В постмагматическую стадию олово высвобождалось из кристаллической решетки этих минералов и переходило в минералообразующий раствор.

Экспериментальными исследованиями систем гранит—касситерит—вода—железо—олово—кислород было установлено, что при 750°С и 150 · 10⁶ Па содержание олова в магнетите примерно в 4 раза, а в биотите и ильмените в 2 раза выше, чем в гранитном расплаве [73]. Концентрация олова в кварце и полевоом шпате очень незначительна (табл. 17).

ТАБЛИЦА 17

Средние содержания рудных элементов в минералах, г/т

Минералы	Количество образцов	Ферромагнетик		Парамагнетик		Диаммагнетик	
		Магнетит	Ильменит	Биотит	Амфибол	Полевой шпат	Кварц
Sn	81	355/80	500/47	280/43	13,8	5,8	2,4
W	73	2,8	20,0	21,8/1,5	5,9/2,8	2,7/1,3	1,8
Mo	37	16,5/2,9	17,3	7,2/1,6	2,3/0,9	5,8/1,2	0,9
Pb	7	—	—	20,3	12	400	12
Zn	7	—	—	300	420	120	—
Cu	9	124	—	50	35	4,5	5

Примечание. Таблица составлена по опубликованным материалам [16, 47, 58, 63, 70, 77, 80]. Если содержания элементов в минералах из рудных и безрудных массивов различаются, они приводятся в числителе и знаменателе соответственно.

Изучение биотитов и амфиболов из оловоносных и безрудных гранитоидных массивов показало, что существует прямая зависимость между железистостью этих парамагнетиков и уровнем концентрации в них олова [47]. Поскольку в силикатах олово изоморфно замещает трехвалентное железо [47], последнее, по-видимому, может выделяться в форме гематита или магнетита. Действительно, повышенные количества олова отмечаются в тех пробах, где биотит частично замещается магнетитом [49].

Из всего вышесказанного можно сделать вывод, что среди слабомагнитных гранитоидов массивы, несущие оловянную минерализацию, во-первых, должны содержать максимальное количество ферро- и парамагнитных минералов, во-вторых, парамагнетики в этих гранитоидах высокожелезистые. Поскольку железистость биотита и амфибола в значительной мере определяются общим кислотно-щелочным режимом магматического расплава (см. § 8), то в пределах ассоциации оловянная минерализация связана с наиболее меланократовыми разновидностями с повышенной щелочностью, обладающими максимальными значениями κ и J_n .

Вольфрам. Месторождения и рудопроявления вольфрама обнаруживают пространственные связи в основном с гранитоид-

дами ассоциаций *A* и *B* (около 80%), где его руды представлены главным образом шеелитом. К этому типу относится скарново-сульфидно-шеелитовое месторождение Восток-2. Вольфрамовые месторождения, приуроченные к магнитным интрузиям ассоциации *B*, встречаются сравнительно редко. В таких месторождениях вольфрам находится совместно с молибденом чаще всего в виде вольфрамита. Подобные месторождения широко представлены в Центральном Казахстане, где они связаны с магнитными интрузиями акчатауского комплекса [85].

Полученные данные увязываются с результатами изучения содержания вольфрама в породах различных ассоциаций. В слабомангнитных гранитоидах ассоциаций *A* и *B* содержание его превышает кларк и колеблется от 2,2 до 4 г/т, достигая в вольфрамоносных интрузиях 7 г/т и более [48]. В породах ассоциации *B* содержание вольфрама несколько понижено, а в породах ассоциации *Г* он встречается довольно редко и в небольших количествах.

Геохимическая специализация гранитоидов в отношении вольфрама выражена слабее, чем для олова. Одним из главных концентраторов этого элемента является ильменит. Значительное количество вольфрама может концентрироваться в биотите и амфиболе (табл. 17). В пределах ассоциаций от диоритов к гранитам содержание вольфрама либо не меняется, либо уменьшается (табл. 16).

Золото. Корреляционные связи между магнитными свойствами гранитоидов и их золотоносностью установить трудно, так как золоторудные месторождения, как правило, размещаются вне крупных интрузивных тел и пространственно совпадают с малыми интрузиями диоритового состава. Коренные месторождения золота связывают преимущественно с натровыми гранитоидами умеренно кислого состава (некоторые комплексы Дальнего Востока, отдельные интрузии Средней Азии и др.).

Золотоносные гранитоидные массивы территории Дальнего Востока и Северо-Востока подразделяются на две группы. К первой относятся слабомангнитные гранитоиды ассоциации *B*, с ними связаны среднетемпературные кварцево-золоторудные, золото-серебряные и золото-сурьмяно-ртутные месторождения и рудопроявления; ко второй — магнитные гранитоиды ассоциации *B*, к которым приурочены рудопроявления и месторождения золото-кварцевой формации, где золото встречается совместно с молибденом и вольфрамом. Положение обеих групп на диаграмме χ и J_n (рис. 27) определяется их сравнительно высокой χ и низкой J_n , что объясняется повышенной натровостью этих пород (§ 7). Содержание золота в ассоциациях в большинстве случаев возрастает по мере увеличения основности пород [70]. Концентраторами золота являются ильменит и магнетит [67].

Молибден. В отличие от ранее рассмотренных рудных элементов молибден пространственно связан преимущественно с маг-

нитными гранитоидными интрузиями ассоциации В. Однако наибольшая его концентрация фиксируется в породах ассоциации Г (табл. 16), где она примерно в два раза превышает кларк. В ассоциациях А и Б его содержание ниже кларкового.

Концентраторами молибдена наряду с парамагнетиками являются также диамагнетики — полевые шпаты (табл. 17). При этом его концентрация в диа- и парамагнетиках различается не больше чем в 1,5—3 раза. Обычно молибден генетически связан с гранодиоритами.

К магнитным гранитоидам приурочены месторождения и рудопроявления типа шахтаминского (Забайкалье), акчатауского (Казахстан), синегорского (Дальний Восток); к слабомагнитным — рудопроявления Вознесенского рудного района (Дальний Восток).

Свинец, цинк, медь. Ряд месторождений и рудопроявлений этих металлов пространственно взаимосвязан с гранитоидами ассоциации Г, реже В. Для слабомагнитных пород ассоциаций А и Б медь и полиметаллы нетипичны. Геохимическая специализация гранитоидных массивов по отношению к этим элементам проявлена довольно слабо. Особенно это относится к свинцу (табл. 16).

Основными концентраторами свинца и цинка в породах являются диамагнетики (табл. 17). Медь в отличие от них концентрируется в магнетите и биотите. Такого типа рудопроявления и месторождения встречаются в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена, где они обнаруживают связи с сильномагнитными слабо эродированными позднемеловыми и палеогеновыми гранитоидами, в пределах Рудного Алтая (змеиногорский комплекс и др.).

Анализируя соотношение между пространственной приуроченностью рудопроявлений и месторождений к гранитоидам различных ассоциаций и концентрацией рудных элементов в породах этих ассоциаций (рис. 26, б), можно сделать вывод, что для гранитоидов ассоциации А не исчерпана потенциальная возможность обнаружения новых оловянных, а для гранитоидов ассоциации Г молибденовых и полиметаллических месторождений.

Таким образом, исследования показывают, что доля магнитных массивов, контролирующих различную рудную минерализацию, имеет тенденцию к возрастанию от 12 до 78% в направлении Sn—W—Au—Mo—Pb—Zn—Cu. Эта последовательность наблюдается как при анализе пространственного размещения рудопроявлений и месторождений, так и при изучении концентрации рудных элементов в гранитоидных массивах с различными магнитными свойствами.

Наблюдаемая связь, по-видимому, не является случайной. Рассматривая концентрацию рудных элементов в некоторых породообразующих и аксессуарных минералах, можно отметить следующую закономерность: главными концентраторами олова

являются ферромагнитные минералы; вольфрама — ферро- и парамагнитные; молибден кроме пара- и ферромагнетиков концентрируется в диамагнетиках; свинец и цинк в основном связаны с диамагнетиками. В этом же направлении увеличивается доля магнитных рудоносных массивов, а геохимическая специализация гранитоидов по отношению к рудным элементам становится менее четко выраженной. Исключением является медь, которая, концентрируясь в ферро- и парамагнетиках, обнаруживает пространственные связи с сильно магнитными гранитоидами; одновременно четко фиксируется ее повышенное содержание в породах ассоциации Г.

Принимая за основу допущение о различных уровнях генерации магматических расплавов слабомагнитных и магнитных гранитоидов, можно предполагать и различные глубины зарождения рудоносных растворов — меньшие для олова и вольфрама, большие — для полиметаллов и меди.

§ 11. МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ ФЕРРО- И ПАРАМАГНИТНЫХ МИНЕРАЛОВ

Поскольку формирование оруденения в гранитоидах связано с постмагматическими процессами, особое значение приобретает изучение пара- и ферромагнитных минералов, возникших в результате этих процессов. Для минерализованных зон и руд цветных и редких металлов наиболее распространенными и важными являются парамагнетики турмалин и хлорит и ферромагнетик пирротин. Окисные ферромагнетики магнетит и ильменит, типичные для магматической стадии, встречаются сравнительно редко (например, магнетитовый тип скарновой формации касситеритовых месторождений) и играют подчиненную роль.

Взаимоотношения пара- и ферромагнетиков постмагматической стадии рассматриваются на примере минералов, отобранных из минерализованных зон и руд Комсомольского оловорудного района.

Пирротин (Fe_xS_{1-x}). Основным носителем магнитных свойств, определяющим магнитные параметры пород и руд, является пирротин. Его абсолютное количество мало и минералогическими методами в ряде случаев не обнаруживается, однако на кривых ТМА его присутствие четко фиксируется во всех разновидностях пород, руд и отдельных минералов (рис. 28). В рудоносных гранитоидах и вулканогенных образованиях, где ведущим ферромагнетиком является титаномагнетит с $T_0 \approx 350 \div 580^\circ C$, пирротин фиксируется в виде подчиненной магнитной фазы с $T_0 \approx 100 \div 350^\circ C$. В осадочных породах и рудах пирротин является главным ферромагнетиком. Эмульсионной вкрапленностью пирротина [58] обусловлено и значение магнитных параметров многих минералов (рис. 28, табл. 18). Изучение намагнитченности насыщения этих минералов показывает, что разновидности с от-

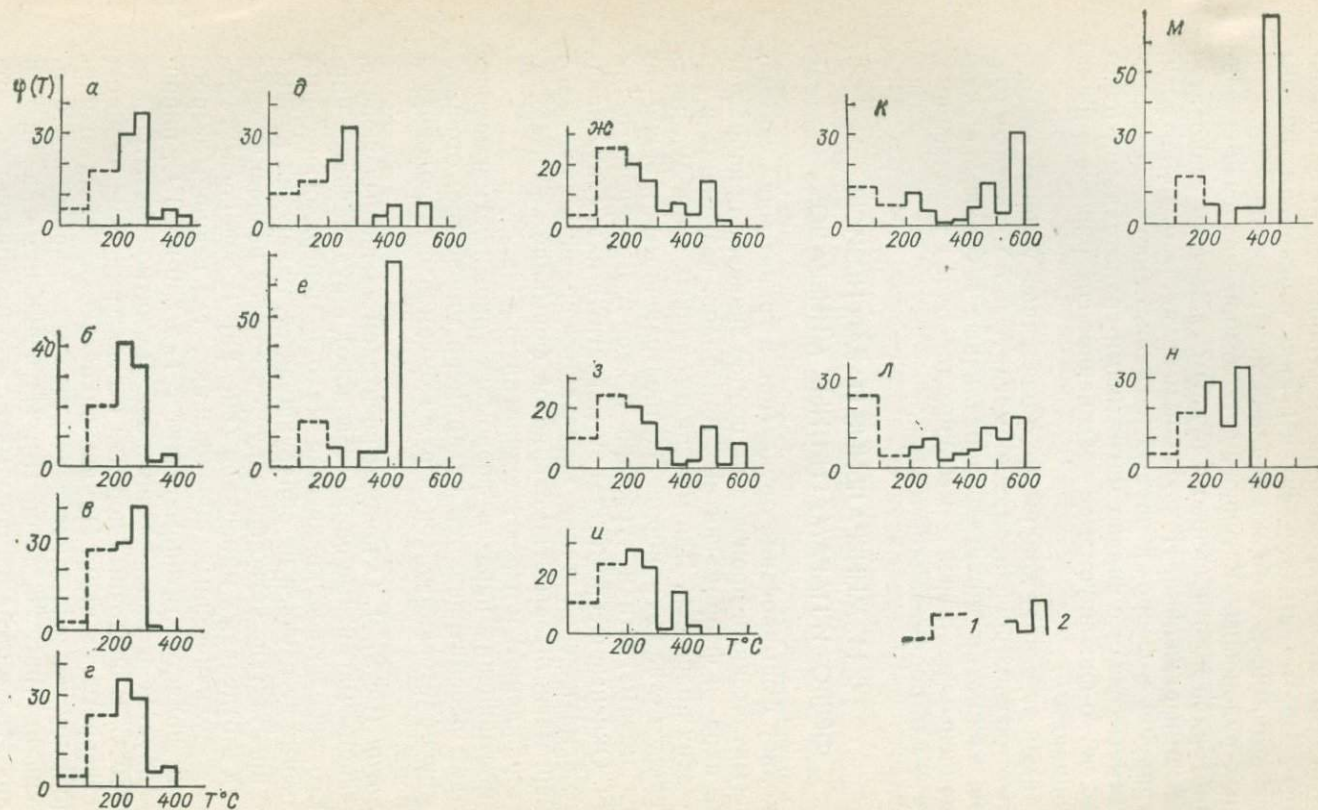


Рис. 28. Результаты ТМА пород, руд и минералов Комсомольского района.

Осадочные породы (турмалиновый тип): *а* — слабо измененный алевролит, *б* — турмалинизированный алевролит, *в* — турмалинит, *г* — кварц-сульфидная руда; осадочные породы (хлоритовый тип): *д* — слабо измененная брекчия, *е* — кварц-серицит-хлоритовая порода; вулканические породы, андезиты: *ж* — слабо измененный, *з* — слабо пирротинизированный, *и* — сильно пирротинизированный; гранитоиды комплексов: *к* — силниского, *л* — чалбинского; минералы: *м* — сфалерит, *н* — касситерит.

Шаг изменения температуры, °С: 1 — 100, 2 — 50. $\varphi(T) = f(T_6) / \sum f(T_6)$, %.

Магнитные свойства парамагнитных минералов из минерализованных зон Комсомольского района

Минерал	χ , 10^{-5} СИ (min/max)	$J_{T,S}$, 10^{-3} А/м (min/max)	Количество образцов
Хлорит	19/151	—	10
Турмалин	6/503	18/28 000	15
Касситерит	0/38	10/300	12
Пирит	6/13	4/10	5
Сфалерит	6/188	30/15 000	7
Галенит	0/6	5/7	3
Халькопирит	0/13	—	4
Арсенопирит	6/13	—	5

носителем высокими значениями χ , как правило, содержат ферромагнетик.

Отличительной чертой пород, содержащих пирротин, является высокая естественная остаточная намагниченность, которая в 5—6 раз превышает обратную; в то же время у пород, обогащенных магнетитом, J_n соизмеримо с J_i либо в 1,5—2 раза меньше его. Особенности пирротинов из оловянных месторождений детально изучались Ю. С. Бретштейном [5], М. В. Чернюк [13], А. Г. Звегинцевым [32, 33] и многими другими. В этих работах исследованы состав, формы выделения, магнитные свойства пирротинов и характер поля над пирротинсодержащими породами. Поэтому мы остановимся лишь на его слабо изученных взаимоотношениях с другими железосодержащими минералами.

Наиболее заслуживающими внимания являются взаимоотношения пирротина с турмалином, который встречается как на ранних высокотемпературных, так и на заключительных низкотемпературных стадиях минералообразования. Изучение корреляционных связей между пирротин и турмалином показывает, что в минерализованных зонах, где пирротин слагает почти мономинеральные жилы, турмалин играет подчиненную роль, а ведущим парамагнетиком является более низкотемпературный хлорит. В малосульфидных беспирротинных зонах турмалин является главным парамагнитным минералом (рис. 29). Не остается постоянным и состав турмалинов. Железистость этого минерала резко зависит от пирротина (табл. 19). Железистость турмалина примерно в 1,4 раза ниже, если турмалин находится в парагенезисе с пирротин.

Корреляционная связь между пирротин и другим парамагнетиком — хлоритом — всегда положительна (табл. 20), причем корреляция обычно очень невелика.

Выявленные взаимоотношения между пирротин, турмалином и хлоритом подтверждаются и при изучении минералов и

минеральных ассоциаций на оловорудных месторождениях Приморья (рис. 30). На месторождениях с турмалиновым типом минерализации (Ярославское, Верхне-Арминское, Лучистое и др.) пирротин встречается в незначительных количествах либо отсутствует. На месторождениях хлоритового типа (Зимнее, Хрустальное, Тернистое и др.) пирротин является ведущим минералом [36].

Изучение корреляционных связей между некоторыми сульфидными и окисными минералами из минерализованных зон

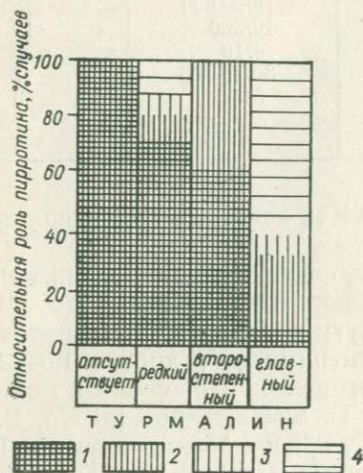


Рис. 29. Взаимоотношения турмалина и пирротина в минерализованных зонах.

Встречаемость пирротина: 1 — главный минерал, 2 — второстепенный, 3 — редкий, 4 — не встречается.

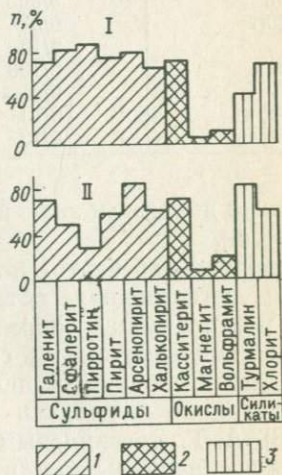


Рис. 30. Относительная частота встречаемости сульфидных 1, окисных 2 и силикатных 3 минералов в минерализованных зонах хлоритового I и турмалинового II типов.

При построении гистограмм использованы данные Ю. Г. Иванова [36].

турмалинового и хлоритового типа показывает, что как в турмалиновых, так и в хлоритовых минерализованных зонах наблюдаются тесные положительные связи внутри пар пирит—пирротин и галенит—сфалерит, указывающие на близкие условия их кристаллизации (рис. 30). Судя по литературным данным [58], в подавляющем большинстве случаев пирит образовался за счет дисульфидизации пирротина в результате воздействия на него поздних гидротермальных растворов, несущих избыток серы.

Наблюдаются положительные связи группы пирротин—пирит с другими железосодержащими сульфидами — сфалеритом и халькопиритом. Различным образом ведет себя по отношению к ним арсенопирит. В хлоритовых зонах между пирротин и арсенопиритом наблюдается положительная связь. В турмалино-

Содержание железа в турмалинах минерализованных зон
Комсомольского района (по данным Е. А. Радкевич [12, 69])

Зона	Число образцов	Единица измерения	FeO	Fe ₂ O ₃	ΣFe	Пирротин
Главная	2	вес. %	11,76	1,62	174	+
		мол. кол-во	164	10		
	3	вес. %	9,43	0,95	137	+
		мол. кол-во	131	6		
	4	вес. %	9,34	1,12	137	+
		мол. кол-во	130	7		
Северная	1	вес. %	5,46	8,97	132	+
		мол. кол-во	76	56		
		вес. %	3,81	11,84		
9	мол. кол-во	53	218			
	7	вес. %	13,43	3,07	206	—
мол. кол-во		187	19			
Ягодная		4	вес. %	10,53		
	мол. кол-во		146	47		

Плюс означает, что пирротин является одним из главных минералов зоны, минус — отсутствует или встречается в незначительном количестве.

вых зонах связь между пирротинном и арсенопиритом нарушается и становится отрицательной (рис. 31). Интересно отметить и тот факт, что у всех железосодержащих сульфидов, за исключением арсенопирита, положительная связь с хлоритом и отрицательная — с турмалином.

Касситерит либо практически не связан с сульфидами, либо находится с ним в антагонистических отношениях (табл. 20). Зато и в первом, и во втором случаях фиксируется его положительная связь с другим ферромагнетиком — магнетитом, что свидетельствует о близости условий их формирования. Экспериментально обнаружено, что в касситеритах часто присутствуют частицы магнетита и ферростаннатов сложного состава [5]. Окисный ферромагнетик титаномагнетитовой серии определен и в кварц-касситеритовых жилах Комсомольского района (рис. 28).

Корреляционные связи между минералами в минерализованных зонах турмалинового (а) и хлоритового (б) типов
(Комсомольский рудный район)

a

gn									
14	spl								
02	09	pyr							
00	11	45	py						
16	08	03	00	ar					
03	11	30	22	20	cpl				
01	09	11	14	00	17	cs			
60	02	90	90	04	90	90	mt		
06	08	57	13	02	07	04	49	tn	
10	12	59	21	04	14	06	87	28	cl

б

gn									
84	spl								
40	50	pyr							
13	28	31	py						
23	20	18	20	ar					
00	40	09	30	33	cpl				
66	34	34	35	11	09	cs			
24	11	09	09	25	00	29	mt		
64	61	53	16	30	06	35	19	tn	
03	10	42	34	30	21	12	27	04	cl

Примечания. 1. Выделены курсивом отрицательные коэффициенты корреляции. 2. Для всех коэффициентов корреляции общий множитель 0,01.

Породные парагенезисы (см. рис. 16) качественно отличны от парагенезисов минерализованных зон. Для первых характерны отрицательные связи, указывающие на определенную последовательность кристаллизации минералов из расплава, а положительные связи являются главным образом косвенными. Во втором случае прямые положительные связи указывают на сходные условия кристаллизации целых групп минералов определенного типа (например, группа сульфидов на рис. 31, б).

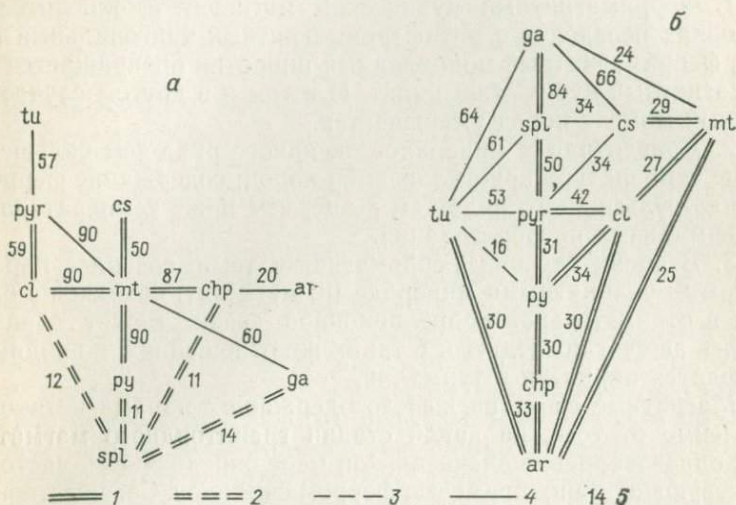


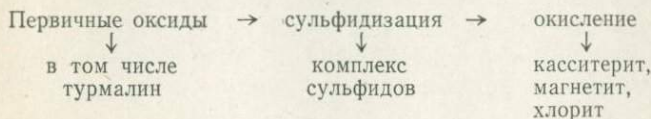
Рис. 31. Корреляционная схема взаимоотношений минералов в парагенезисах зон турмалинового (а) и хлоритового (б) типов.

1 — $-0,2 < r_{xy} < 1,0$; 2 — $0 < r_{xy} < 0,2$; 3 — $-0,2 < r_{xy} < 0$; 4 — $-1,0 < r_{xy} < -0,2$; 5 — абсолютное значение коэффициента корреляции.

Для всех коэффициентов корреляции постоянный множитель 0,01.

га — галенит; spl — сфалерит; pyr — пирротин; py — пирит; ar — арсенопирит; chl — халькопирит; cs — касситерит; mt — магнетит; tu — турмалин; cl — хлорит.

Усложнение взаимосвязей между минералами, образующимися на постмагматической стадии, отражает усложнение самих процессов по сравнению с магматической стадией. Кристаллизация тех или иных минералов происходит при небольших перепадах T и p , четкая картина последовательности минералообразования часто отсутствует. Если для зон хлоритового типа (рис. 31, б) можно предположительно представить схему



то для зон турмалинового типа (рис. 31, а) такой простой схемы не существует.

Взаимоотношения между железосодержащими пара- и ферромагнетиками на двух стадиях развития гранитоидного магматизма — магматической и постмагматической — также различны.

Для собственно магматической стадии характерны оксидные ферромагнетики, для постмагматической — сульфиды. Оба ряда минералов — оксидный (магнетит и гематит) и сульфидный (пирротин и пирит) — по одним признакам диаметрально противоположны, по другим очень сходны.

1. Ферримагнитный кубический магнетит в окислительных условиях переходит в антиферримагнитный тригональный гематит; ферримагнитный моноклинный пирротин превращается в парамагнитный кубический пирит. И в том и в другом случае магнитный момент пород уменьшается.

2. Концентрация минералов оксидного ряда тем больше, чем выше температура кристаллизации пород; содержание ферромагнетика сульфидного ряда тем выше, чем ниже температура гидротермальных преобразований.

3. В обоих случаях ферромагнетик тесно связан с парамагнитными силикатными минералами: магнетит, находясь с биотитом в отрицательной корреляционной связи, может образовываться за счет последнего; в таких же отношениях, по-видимому, находятся пирротин и турмалин.

Магнитные свойства железосодержащих парамагнетиков независимо от того, на какой стадии гранитоидного магматизма они образовались, в значительной мере определяются часто присутствующей в них примесью ферромагнетиков. Сосуществование этих минеральных систем, находящихся в динамическом равновесии, отражает особенности химизма и термодинамических условий кристаллизации пород и позволяет эффективно использовать результаты петромагнитных исследований для решения широкого круга самых разнообразных геологических задач.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Оценка природы магнетизма гранитоидов с петрологических позиций показывает всю сложность взаимодействия разнообразных и разномасштабных трудно поддающихся количественному учету геологических факторов, определяющих значение магнитных параметров пород: от условий кристаллизации породообразующей магмы и ее химического состава до глубины размещения очагов магмообразования. Магнитные свойства гранитоидов настолько разнообразны и индивидуальны, что трудно встретить два гранитоидных массива с одинаковым средним значением и характером распределения магнитных параметров. В то же время распределение всего множества гранитоидов по магнитным параметрам подчиняется определенным закономерностям. Именно наличие выдержанных, устойчивых закономерностей позволяет построить многоуровневую петромагнитную классификацию с четко выделенными единицами каждого таксономического уровня.

Из множества признаков, по которым можно классифицировать гранитоиды, магнитные свойства являются одними из наиболее эффективных и универсальных. Эффективность магнитных методов объясняется в 2—3 раза более высокой (по сравнению с петрохимическими и минералогическими методами) разрешающей способностью, а также простотой и скоростью измерения магнитных параметров. Универсальность магнитных методов заключается в том, что магнитные параметры, в значительной мере связанные с кристаллохимией железосодержащих минералов, позволяют оценивать не только суммарное содержание железа в породе и характер его распределения между пара- и ферромагнитными минералами, но и степень его окисленности. Последний фактор, определяющийся главным образом парциальным давлением кислорода, диагностируется петрологическими методами с трудом и с большой погрешностью. Поэтому магнитные свойства несут важную информацию об условиях формирования пород и дают обширный материал для петрологических построений.

Сопоставление петромагнитной и петрологической классификаций показывает, что петрологические и петромагнитные еди-

ницы одних и тех же таксономических уровней не всегда эквивалентны. Единице первого уровня — «элементарной ячейке» — соответствует фаза интрузивного комплекса. Между петромагнитной ассоциацией — единицей второго таксономического уровня — и интрузивным комплексом (формацей) нет полного соответствия. В тех случаях, когда все интрузивные массивы комплекса занимают сходную геотектоническую позицию, они представлены породами одной ассоциации. Когда же массивы размещены в структурно-формационных зонах с различным типом развития (например, эв- и миогеосинклинальные зоны), они относятся к различным ассоциациям. Класс слабомагнитных или магнитных пород соответствует группе комплексов (формацей) или их частей с близкими условиями формирования.

Каждый уровень петромагнитной классификации отражает определенную стадию развития гранитоидного магматизма в пространстве и во времени. На нижних уровнях в пределах ассоциации — от фазы к фазе либо в пределах класса от ассоциации к ассоциации — изменение магнитных свойств отражает относительную временную последовательность формирования естественных рядов пород и связано с изменением основности и общей щелочности магматического расплава. На самом высоком уровне причиной подразделения пород на классы слабомагнитных и магнитных является различие в их пространственном размещении, обуславливающее различие pT -условий их формирования, определяющее вероятность вхождения железа в пара- и ферромагнетики. Весь спектр изменений магнитных свойств пород в пределах всего тектоно-магматического цикла отражает пространственно-временную эволюцию гранитоидного магматизма.

Петромагнитная единица каждого таксономического уровня представляет собой статистически устойчивое множество с определенными (в вероятностном смысле) концентрацией, взаимоотношениями и структурными особенностями ферро-, пара- и диамагнитных минералов.

В направлении увеличения магнитных параметров у однотипных петрологических разновидностей происходят следующие изменения.

1. Концентрация ферромагнетиков повышается. В самих ферромагнетиках значительно уменьшается содержание титана и других примесей и возрастает роль окисного железа.

2. Концентрация парамагнетиков уменьшается, а отношение амфибол/биотит растет. В самих парамагнетиках уменьшается содержание железа, калия и титана, структура минералов становится менее упорядоченной.

3. Концентрация диамагнетиков увеличивается. Возрастает роль калиевого полевого шпата.

Каждая из петромагнитных единиц может являться объектом для проведения различных петрологических исследований, в том числе и для металлогенических. Наиболее выдержанным диаг-

ностическим признаком различной металлогенической специализации гранитоидов служит соотношение между магнитными и слабомагнитными породами: число магнитных рудоконтролирующих массивов увеличивается в направлении олово—вольфрам—золото—молибден—полиметаллы. В этом же направлении уменьшается роль пара- и ферромагнетиков и увеличивается роль диамагнетиков в качестве основных концентраторов рудных элементов.

Систематизация уже известных и некоторых вновь выявленных фактов была бы немыслима без разработки петромагнитной модели, позволившей обработать и обобщить большой по объему экспериментальный и теоретический материал. Однако формализованный подход к решению любой задачи всегда имеет положительные и отрицательные стороны; самое важное состоит в умении оценить те и другие.

Первым положительным качеством формализованных классификационных моделей является общность методов исследования любых систем независимо от их генезиса и сложности. Второе достоинство такого подхода состоит в возможности вероятностной оценки любых свойств любых элементов модели. Третье — возможность сопоставить между собой любые *классифицированные* численные модели, если найдено соответствие между элементами их эквивалентных уровней. И наконец, четвертое — возможность использовать ЭВМ на всех стадиях исследований для решения широкого круга задач.

Самый очевидный недостаток любой модели — схематичность, в силу которой некоторые особенности изучаемых систем, не укладывающиеся в упрощенные представления, случайно или намеренно оставляются вне поля зрения. Формальное перенесение модели, пригодной для одного класса множеств, на другие классы без учета их особенностей может завести исследование в тупик. Второе ограничение формализованного подхода — невозможность однозначного решения задач любого класса одним методом только внутри выбранной модели. Поэтому безусловно необходимо сочетание формальных и неформальных методов, в частности на начальном этапе исследований для первичной оценки и выделения представительных множеств. Постоянный контроль результатов формальных исследований неформальными методами позволяет классифицировать получаемую информацию и избежать многих погрешностей. Несоблюдение этого условия обычно приводит к тому, что большое количество подчас противоречивой информации делает систему неопределимой, а сама информация теряет ценность.

Однако если ясно представлять себе все плюсы и минусы выбранной схемы и осмысленно пользоваться различными методами исследования, то на этом пути можно добиться успеха. Например, уже теперь можно применить результаты для корректировки петрологических построений, прогнозно-металлогениче-

ских и поисковых работ, при геологической интерпретации данных магниторазведки и т. д.

Исследования на стыке петрологии и магнетизма горных пород пока еще малочисленны, а методика недостаточно разработана. Поэтому здесь вполне возможны различные ошибки и просчеты. Дальнейшие исследования должны быть направлены на выявление условий, ограничивающих применение петромагнитной модели, и отыскание новых фактов и закономерностей в результате как распространения исследований на все множество магматических образований, так и уточнения некоторых характерных особенностей модели, отражающихся в магнитных свойствах, и отклонений от выявленных закономерностей под действием различных процессов (например, вторичных изменений).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ахматов П. Г., Ланицков Н. Т. Использование магнитных свойств и палеомагнитных исследований для диагностики фаций вулканогенных пород Чаткало-Кураминского региона. — В кн.: Тезисы докладов VIII Всесоюзной конференции по вопросу постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. Ч. II. М., 1970, с. 103—108.
2. Баддингтон А. Ф. Окисные Fe—Ti-минералы и их концентрация в докембрийских породах штатов Нью-Йорк и Нью-Джерси, США. — В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Т. I. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 234—264.
3. Банерджи Б. К. Некоторые аспекты строения железосодержащих стекол. — В кн.: Стеклообразное состояние. М., Наука, 1965, с. 87—93.
4. Богатиков О. А., Боярская Р. В. Выявление неоднородности титаномагнетитов методами просвечивающей и сканирующей электронной микроскопии. — В кн.: Геохимия, минералогия, петрология. М., Наука, 1976, с. 194—204.
5. Бретштейн Ю. С. Магнитные свойства касситеритово-сульфидных руд и вмещающих пород некоторых оловянных месторождений Дальнего Востока. — В кн.: Постоянное магнитное поле Земли, палеомагнетизм и магнетизм горных пород. Киев, Наукова думка, 1973, с. 186—187.
6. Бродская С. Ю. Возможности магнитных лабораторных методов при диагностике ферромагнитных минералов в горных породах. — Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1974, № 1, с. 59—74.
7. Булах А. Г. Руководство и таблицы для расчета формул минералов. Л., Недра, 1967. 144 с.
8. Бурков Ю. К. Статистическая модель ряда подвижности малых элементов в условиях седиментогенеза. — Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та, 1968, т. 150, с. 93—97.
9. Валуи Г. А., Дубинчик Э. Я. Петрофизические исследования гранитоидов Прибрежной зоны Приморья. — В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, Изд-во АН СССР, 1973, с. 296—299.
10. Вонсовский С. В. Магнетизм. М., Наука, 1971. 1032 с.
11. Гаврусевич Б. А. Вопросы общей геохимии. М., Недра, 1968. 325 с.
12. Геология, минералогия и геохимия Комсомольского района. Отв. ред. Е. А. Радкевич. М., Наука, 1971. 336 с.
13. Геофизические и геохимические методы поисков и оценки эндогенных месторождений олова. Под ред. Л. Т. Мишина. Л., Недра, 1974. 224 с.
14. Глеваская А. М. Минералогические аспекты магнетизма вулканитов (на примере Закарпатского неогенового прогиба). — Автореферат кандидатской диссертации. Киев, 1977. 22 с.
15. Гранитоиды Мю-Чанского района и связанные с ними постмагматические образования / М. Г. Руб, В. В. Онихимовский, Ю. И. Бакулин и др. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 62. 171 с.
16. Гребенников А. М. Потенциальная редкометалльная рудоносность неизмененных гранитоидов и апогранитов на примере массивов Кукульбейского

интрузивного комплекса (Восточное Забайкалье). — В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Иркутск, 1971, с. 177—189. (Ин-т геохимии АН СССР.)

17. Девис Дж. Статистика и анализ геологических данных. М., Мир, 1977. 372 с.

18. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 2. Цепочечные силикаты. М., Мир, 1965. 407 с.

19. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 3. Листовые силикаты. М., Мир, 1965. 318 с.

20. Дмитриев Л. В., Котина Р. П., Моисеева Р. П. Особенности изменения состава биотита и условия его стабильности в гранитоидах разного петрохимического типа на примере Каибского массива (Ц. Казахстан). — Геохимия, 1962, № 3, с. 220—235.

21. Дортман Н. Б. Петрофизическая характеристика пород типичных магматических формаций. — Сов. геология, 1974, № 7, с. 13—30.

22. Дортман Н. Б., Дубинчик Э. Я., Розенталь И. В., Никифорова А. С. Пара- и ферромагнетизм горных пород. — Геофиз. сб., 1974, вып. 60, с. 86—91.

23. Дубинчик Э. Я., Мусин В. Н. Петрофизическая характеристика пород plutонических формаций Амура-Охотской складчатой системы. — В кн.: Методика и результаты геофизических исследований глубинного строения земной коры и верхней мантии. Л., 1976, с. 62—66. (Труды ВСЕГЕИ, Нов. сер., т. 264).

24. Дубинчик Э. Я., Путинцев В. К. Плотность и магнитная восприимчивость гранитоидов Дальнего Востока как показатели условий их формирования. — Сов. геология, 1971, № 12, с. 30—48.

25. Дубинчик Э. Я., Путинцев В. К. Петрофизические фации гранитоидов и их рудоносность. — Сов. геология, 1974, № 12, с. 62—77.

26. Дубинчик Э. Я., Олейников А. Н. Применение классификационного алгоритма «Таксон-2» при расчленении гранитоидов Дальнего Востока по их физическим свойствам. — Геология и геофизика, 1971, № 1, с. 30—43.

27. Дубинчик Э. Я., Розенталь И. В. Разделение гранитоидов по магнитным параметрам. — Сов. геология, 1977, № 10, с. 126—133.

28. Дубинчик Э. Я., Розенталь И. В. Пара- и ферромагнитные минералы гранитоидов. — В кн.: Методика и техника петрофизических исследований. Апатиты, Изд-во АН СССР, 1977, с. 84—88.

29. Дубов Р. И. Количественные исследования геохимических полей для поисков рудных месторождений. Новосибирск, Наука, 1974. 275 с.

30. Жданов В. В., Малкова Т. П. Зависимость состава гранита от степени метаморфизма и состава вмещающих пород. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, Нов. сер., 1971, ч. 10, вып. 5, с. 529—544.

31. Жуков Н. Н. Вероятностно-статистические методы анализа геолого-геофизической информации. Киев, Высш. школа, 1975. 304 с.

32. Звезинцев А. Г. Самообращение намагниченности горных пород. — Автореферат докторской диссертации. М., 1975. 49 с.

33. Звезинцев А. Г., Гранкин П. И. Магнитные свойства сульфидов железа и твердых растворов гемейльменита при давлении до 8 кбар и температурах до 400° С. — В кн.: Тезисы докладов IV Всесоюзного совещания по физическим свойствам горных пород при высоких давлениях и температурах. Тбилиси, Изд-во АН СССР, 1974, с. 162—164.

34. Зельдович Я. Б., Мышкис А. Д. Элементы прикладной математики. М., Наука, 1965. 616 с.

35. Иванов Ю. Г., Левашев Г. Б. Вольфрамовые рудопроявления в гранитоидах левобережья р. Сучан. — Информ. сб., 1968, № 6, с. 89—96. (Владивосток. Приморское территориальное геологическое управление.)

36. Иванов Ю. Г. Металлогения олова Приморья. М., Недра, 1971. 272 с.

37. Изов Э. П. Схема расчленения интрузий Сихотэ-Алиня и ближайших районов левобережья р. Амур. — Докл. АН СССР, 1960, т. 135, № 1, с. 153—156.

38. Ильинский Г. А., Быкова Э. В., Булах А. Г. Химизм магнетита из щелочных массивов Турьего полуострова и некоторые особенности изоморфизма

в феррошпинелидах. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. Вторая сер., 1975, ч. 104, вып. 3, с. 288—300.

39. *Карта магматических формаций СССР*, м-б 1 : 2 500 000. Краткая объяснительная записка. Л., 1971. 87 с.

40. *Кеннеди Дж. К.* Равновесие между летучими и окислами железа в изверженных породах. — В кн.: Вопросы физико-химии и минералогии в петрографии. М., ИЛ, 1950, с. 113—132.

41. *Комов И. Л., Нюсик Я. М.* Влияние стабилизации кристаллического поля на распределение переходных элементов. — Геохимия, 1971, № 9, с. 1058—1066.

42. *Коржинский Д. С.* Соотношение между активностью кислорода, кислотностью и восстановительным потенциалом при эндогенном минералообразовании. — Изв. АН СССР. Сер. геология, 1963, № 3, с. 54—62.

43. *Коржинский Д. С.* Вывод термодинамических потенциалов открытых систем с внешне задаваемыми кислотностью и восстановленностью. — В кн.: Проблемы геохимии. М., 1965, с. 128—136.

44. *Корнев О. С.* Некоторые данные о магнитных массах каледонских интрузий Северного Тянь-Шаня. — Сов. геология, 1976, № 12, с. 114—120.

45. *Кравченко Н. С., Болотников А. Ф.* Оценка геохимической специализации интрузивов по характеру распределения и величине энтропии редких элементов. — В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Иркутск, 1971, с. 127—137. (Ин-т геохимии СО АН СССР).

46. *Ланициков Н. Т., Ахматов П. Г.* Формационное разделение гранитоидов юго-западных отрогов Чаткальского хребта по магнитным свойствам. — В кн.: Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма. Ч. 2. М., 1976, с. 54. (Тезисы докладов съезда.)

47. *Левашев Г. Б.* Геохимия олова и вольфрама в позднемезозойских гранитоидных сериях Приморья. — Автореферат кандидатской диссертации. М., 1972, с. 32.

48. *Левашев Г. Б., Недашковский П. Г.* Закономерности распределения вольфрама в некоторых гранитоидных массивах Дальнего Востока. — В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л., Наука, 1971, с. 68—76.

49. *Левашев Г. Б., Стражкова А. А., Голубева Э. Д.* Геохимия олова в гранитоидах различных структурно-формационных зон Приморья. — Геохимия, 1971, № 9, с. 1041—1057.

50. *Линдсли Д. Г., Андреасен Г. Е., Балсли Дж. Р.* Магнитные свойства горных пород и минералов. — В кн.: Справочник физических констант горных пород. М., Мир, 1969, с. 507—516. (Сер. Науки о Земле.)

51. *Ляхович В. В.* Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. М., Недра, 1967. 273 с.

52. *Магнетизм и условия образования изверженных горных пород / Д. М. Печерский, В. И. Багин, С. Ю. Бродская, З. В. Шаронова.* М., Наука, 1975. 288 с.

53. *Маракушев А. А., Тарарин И. А.* О минералогических критериях щелочности гранитоидов. — Изв. АН СССР. Сер. геология, 1965, № 3, с. 20—37.

54. *Марин Ю. Б.* Ассоциации акцессорных минералов и особенности их эволюции на разных уровнях образования гранитоидных серий. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1973, ч. 102, вып. 5, с. 572—590.

55. *Марин Ю. Б.* Гранитоидные формации малых и умеренных глубин. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1976. 142 с.

56. *Мархасев Б. И.* Об оценке кислотно-основных свойств окислов. — Докл. АН СССР, 1965, т. 162, № 3, с. 667—670.

57. *Миллер Р. Л., Кан Дж.* Статистический анализ в геологических науках. М., Мир, 1965. 482 с.

58. *Минерализованные зоны Комсомольского района.* Отв. ред. К. А. Радкевич. М., Наука, 1967. 113 с.

59. *Михайлова Н. П., Глевасская А. М., Цыкора В. Н.* Палеомагнетизм вулканогенных пород и реконструкция геомагнитного поля неогена. Киев, Наукова думка, 1974. 252 с.

60. Москалева В. Н., Харкевич Д. С. Проблемы классификации магматических формаций. — Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та, 1972, т. 176, с. 7—26.
61. Мушенко Л. В., Петров В. М. Влияние постагматического изменения гранитоидов на распределение в них олова и вольфрама. — В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Иркутск, 1971, с. 214—222.
62. Нагата Т. Магнетизм горных пород. М., Мир, 1965. 348 с.
63. Об уровне концентрации олова в биотитах и некоторые физико-химические аспекты кристаллизации олова и вольфрама / Г. Б. Левашев, А. А. Стрижкова, Э. Д. Голубева и др. — В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Иркутск, 1971, с. 204—213.
64. Островский И. А. Исследования по минералообразованию в некоторых силикатных расплавах под давлением водяного пара и водорода. — Труды Ин-та геологии руд, месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, 1956, вып. 1, с. 194—198.
65. Осборн Э. Ф. Роль давления кислорода при кристаллизации и дифференциации базальтовых магм. — Нов. зарубеж. геология, 1966, вып. 7. 59 с.
66. Плохинский Н. А. Биометрия. Новосибирск, Изд-во АН СССР, 1961. 364 с.
67. Печерский Д. М. Магнитные свойства изверженных пород. Магадан, Изд-во АН СССР, 1964. 157 с.
68. Рабкин Л. И., Соскин С. А., Эпштейн Б. Ш. Ферриты. М., Энергия, 1968. 384 с.
69. Радкевич Е. А. К вопросу о классификации оловорудных месторождений. — Изв. АН СССР. Сер. геология, 1956, № 6, с. 58—69.
70. Региональная геохимия Дальнего Востока. Отв. ред. Г. Б. Левашев. Владивосток, 1976. 159 с. (Дальневосточный научный центр АН СССР.)
71. Розенталь И. В. Коэрцитивные спектры горных пород и их практическое использование. — Автореферат кандидатской диссертации. М., 1970. 17 с.
72. Романовский Н. П. Магнитная восприимчивость и некоторые металлогенические особенности гранитоидов Востока СССР. — Сов. геология, 1976, № 12, с. 64—74.
73. Рябчиков И. Д., Дурасова Н. А., Барсуков В. Л. Факторы миграционной способности олова в кислых магматических системах. — В кн.: Геохимия, минералогия, петрология. М., Наука, 1976, с. 13—18.
74. Сандомирский А. Я., Кравченко Н. С. Некоторые геохимические критерии молибденоносности интрузий (на примере Восточного Забайкалья и Верхнего Приамурья). — В кн.: Геохимические циклы Дальнего Востока. Владивосток, 1969, с. 59—69.
75. Смит Ф. Г. Физическая химия. М., Недра, 1968. 439 с.
76. Соболев В. С. Влияние давления на пределы изоморфных замещений. — Докл. АН СССР, 1965, т. 160, № 2, с. 435—437.
77. Спиридонов Э. М. Состав акцессорного магнетита пород крыкудукского комплекса Северного Казахстана. — В кн.: Акцессорные минералы в решении вопросов металлогении и происхождении магматических комплексов. М., 1968, с. 156—165.
78. Сытина Н. М., Заблоцкий Е. М. Геолого-геофизический анализ структурного положения мезозойских батолитоподобных интрузий центральной части Становой области. — В кн.: Методика и результаты геофизических исследований глубинного строения земной коры и верхней мантии. Л., 1976, с. 36—44. (Труды ВСЕГЕИ, Нов. сер., т. 264.)
79. Тарарин И. А., Лаговская Е. А., Батанова С. П. Включения в гранитоидах Успенского массива Приморья и их геологическое значение. — Мат-лы науч. сессии, посвященные 10-летию Дальневосточного геологического ин-та. Владивосток, 1970, с. 128—132.
80. Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М., Наука, 1977. 279 с.
81. Тернер Д. Вероятность, статистика и исследование операций. М., Статистика, 1976. 431 с.

82. Толстой М. И. О петрофизических особенностях гранитоидов различных условий формирования. — Геофиз. сб. АН УССР, 1974, № 61, с. 29—42.
83. Условия образования ферромагнитных соединений при термическом распаде силикатов / В. И. Багин, Т. С. Гендлер, Л. Г. Дайняк, Р. Н. Кузьмин, А. В. Сухорада. — В кн.: Мат-лы X съезда «Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма». Тезисы докладов. Ч. 2. М., 1976, с. 12.
84. Ферштатер Г. Б., Бородина Н. С. Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). М., Наука, 1975. 288 с.
85. Ферштатер Г. Б., Чащухина В. А. Минеральные парагенезисы гранитоидов различных феррофаций. — Геохимия, 1979, № 3, с. 391—405.
86. Ферштатер Г. Б., Бородина Н. С., Чащухина В. А. Феррофации гранитоидов. — Геохимия, 1978, № 2, с. 147—160.
87. Физическое металловедение. Под ред. Р. Кана. Вып. 1. Атомное строение металлов и сплавов. М., Мир, 1967. 334 с.
88. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник петрогеофизика. Под ред. Н. Б. Дортман. М., Недра, 1976. 528 с.
89. Формационный анализ гранитоидов Западного Узбекистана. Отв. ред. Э. П. Изох. Новосибирск, Наука, 1975. 520 с.
90. Харари Ф., Палмер Э. Перечисление графов. М., Мир, 1977. 326 с.
91. Чернюк М. В. Закономерности изменения физических свойств средне-стадийных и некоторых позднестадийных интрузивных образований Восточного Казахстана. — Автореферат кандидатской диссертации. Л., 1971. 22 с.
92. Чернюк М. В. О распределении значений магнитной восприимчивости интрузивных пород. — Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1971, № 3, с. 105—111.
93. Чичерников В. И. Магнитные измерения. М., Изд-во Моск. ун-та, 1963. 286 с.
94. Шолло Л. Е. Вязкая намагниченность горных пород. — Инф. сб. ВСЕГЕИ, 1961, № 45. Геофизика, вып. 3, с. 73—87.
95. Шолло Л. Е. Использование магнетизма горных пород для решения геологических задач. Л., Недра, 1977. 183 с.
96. Щербина В. В. Различия геохимических процессов, протекающих с участием калия и натрия. — Геохимия, 1963, № 3, с. 229—236.
97. Югстер Х. П., Уонс Д. Р. Фазовые соотношения в водных силикатах и отношение Mg:Fe в промежуточных соединениях. — В кн.: Вопросы теорет. и эксперим. петрологии. М., Иностр. лит., 1963, с. 379—383.
98. Dunlop D. J. Magnetite: behaviour near the single-domain threshold. — Science, 1972, vol. 176, N 7, p. 41—43.
99. McElhinny M. W. On the coercivity of magnetite and its occurrence as singledomains. — Geoeexploration, 1971, vol. 9, N 2—3, p. 172.
100. Stephenson A. The effect of heat treatment of magnetic properties of the old sandstone. — Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1967, vol. 13, N 4, p. 160.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава I. Изучение магнитных свойств интрузивных гранитоидов	6
§ 1. Ферромагнитные и парамагнитные минералы гранитоидов и методы их исследования	—
§ 2. Магнитные параметры горных пород и методы их определения	10
§ 3. Методика обработки результатов исследований	19
Глава II. Петромагнитная классификация интрузивных гранитоидов	27
§ 4. Распределение гранитоидов по магнитным параметрам	29
§ 5. Выделение таксономических уровней	34
§ 6. Сопоставление единиц таксономических уровней петромагнитной и петрологической классификаций	35
Глава III. Отражение физико-химических условий образования гранитоидов на их магнитных свойствах	48
§ 7. Влияние химического состава породообразующей магмы на магнитные свойства пород	—
§ 8. Влияние минерального состава гранитоидов на их магнитные свойства	58
§ 9. Петромагнитная статистическая модель интрузивных гранитоидов	75
Глава IV. Применение петромагнитных методов при решении металлогенических задач	80
§ 10. Оценка металлогенической специализации гранитоидов петромагнитных ассоциаций	—
§ 11. Минеральные парагенезисы ферро- и парамагнитных минералов	87
Заключение	95
Список литературы	99

ЭЛЕОНОРА ЯКОВЛЕВНА ДУБИНЧИК
ИГОРЬ ВЛАДИМИРОВИЧ РОЗЕНТАЛЬ

**ПЕТРОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ
ПРИ ИЗУЧЕНИИ
ГРАНИТОИДНЫХ КОМПЛЕКСОВ**

Редактор издательства З. К. Андрюнина
Технический редактор Н. П. Старостина
Корректор Н. Д. Баримова

ИБ № 3355

Сдано в набор 21.08.79. Подписано в печать 06.02.80. М-29528.
Формат 60×90^{1/16}. Бумага тип. № 2. Гарнитура литературная.
Печать высокая. Усл. печ. л. 6.5. Уч.-изд. л. 6.79.
Тираж 730 экз. Заказ № 2232/1233. Цена 35 коп.
Издательство «Недра». Ленинградское отделение. 193171,
Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12.
Типография № 2 Ленуприздата. 192104, Ленинград,
Литейный пр., 55.

35 коп.

3250