



В. Ф. МЯГКОВ

**ГЕОХИМИЧЕСКИЙ
МЕТОД
ПАРАГЕНЕТИЧЕСКОГО
АНАЛИЗА
РУД**

В. Ф. МЯГКОВ

ГЕОХИМИЧЕСКИЙ МЕТОД ПАРАГЕНЕТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА РУД

4486



МОСКВА «НЕДРА» 1984



Мягков В. Ф. Геохимический метод парагенетического анализа руд.— М.: Недра, 1984.— 126 с.

Описан метод парагенетического анализа руд, основанный на изучении пространственных соотношений геохимических полей концентрации вещества в рудных телах и ореолах месторождений полезных ископаемых. Показаны возможности метода, который позволяет выделять парагенезисы компонентов руд, оценивать полигенерационность их состава и диагностировать генетические типы зонального строения рудных тел. Приведенные результаты исследований помогают решению многих поисково-разведочных задач (разбраковка геохимических аномалий, определение плотности разведочной сети и системы опробования, выделение типов руд и др.), что способствует повышению эффективности геолого-разведочных работ.

Для геохимиков, геологов и других специалистов, занимающихся поисками, разведкой и изучением руд.

Табл. 28, ил. 46, список лит.— 50 назв.

Рецензент — д-р геол.-минер. наук С. В. Григорян (ИМГРЭ).

ПРЕДИСЛОВИЕ

XXVI съездом КПСС поставлена задача интенсификации и повышения экономической эффективности разработки месторождений полезных ископаемых. Поскольку основой решения поставленной задачи является состояние минерально-сырьевой базы действующих, строящихся и подготавливаемых к строительству горнодобывающих комплексов, то вопросы оценки качества руд, их происхождения и выяснения перспектив наращивания запасов приобретают важное значение. Не последнее место в решении этих вопросов занимают методы горной геометрии.

В 1982 г. исполнилось 50 лет со времени публикации П. К. Соболевским фундаментальной работы в области геометризации недр «Современная горная геометрия». За истекший период идеи П. К. Соболевского нашли широкое применение в различных отраслях горного дела при решении весьма разнообразных задач геологии, поисков, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Методы горной геометрии позволяют прогнозировать развитие во времени и в пространстве различных процессов, происходящих в земных недрах естественным путем или в результате деятельности человека.

Настоящая книга посвящена методике парагенетического анализа руд, разработанной на горно-геометрической основе. В ней нашли отражение результаты 25-летних исследований автора, проводившихся на различных по вещественному составу и генезису месторождениях полезных ископаемых.

Горно-геометрический подход к решению различных задач прикладной геологии дает весьма ощутимые результаты. Например, на одной и той же методологической основе удалось решить такие задачи, как комплексирование геохимических и геофизических методов для выделения и разбраковки аномалий при поисках глубокозалегающих рудных тел; морфометрический анализ рудных тел; определение параметров систем разведочных работ и опробования на всех стадиях изучения месторождений; оценка и прогноз качества минерального сырья в недрах, включая задачу выявления и учета проб с «ураганными» значениями содержаний; сравнение данных разведки и эксплуатации и др.

Автор благодарит всех геологов горнодобывающих предприятий, оказавших содействие в сборе фактического материала; кандидатов наук В. Л. Баталова, Р. Г. Ибламинава, Г. В. Лебедева, А. И. Кудряшова за помощь при обработке собранной информации, а также выражает свою глубокую признательность профессорам А. А. Беусу, С. В. Григоряну, А. Б. Каждану, Д. А. Родионову и П. А. Шехтману за полезные советы.

Парагенетический анализ руд является одной из актуальных проблем современной генетической геологии, изучением которой исследователи занимаются более 180 лет, привлекая разнообразные средства диагностики минерального состава руд, выделяя закономерные сочетания их компонентов и давая оценку изменений этих сочетаний во времени и в пространстве. Причем если задача определения минерального состава руд решается вполне удовлетворительно, то выделение закономерных сочетаний компонентов и оценка их изменений, составляющих предмет исследования парагенетического анализа, нуждаются в совершенствовании применяемых средств.

Опыт свидетельствует, что критерии, используемые при парагенетическом анализе руд, позволяют разным исследователям получать для одних и тех же объектов взаимоисключающие результаты, а это отрицательно сказывается на внедрении достижений генетической геологии в практику поисков, разведки и оценки месторождений полезных ископаемых. Так, при поисках глубокозалегающих рудных тел по эндогенным ореолам рассеяния вещества широко используются так называемые мультипликативные отношения содержаний комплексов химических элементов. На вопрос, что это за комплексы и какое они имеют отношение к выделяемым в рудах парагенезисам, современная генетическая геология не дает пока ответа, что сдерживает решение весьма важной народнохозяйственной задачи сокращения объемов работ по дешифрированию спектрограмм геохимических проб.

Аналогичная ситуация имеет место при технологическом картировании рудных тел, так как невозможно однозначно увязать выделяемые при геологической документации и минераграфических исследованиях природные типы руд с их технологическими сортами. Для этого нужны количественные критерии, позволяющие выявлять не только закономерности сочетаний компонентов в рудах, но и оценивать их тенденции к входимости в состав выделенных парагенетических ассоциаций.

Принимая во внимание, что парагенетический анализ руд является проблемой геолого-геохимической, реализация которой представляет собой исследование пространственных и временных закономерностей концентрации и рассеяния вещества в недрах, к его критерию может быть предъявлено, по крайней мере, три требования. Во-первых, он должен претерпевать количественные и качественные изменения в зависимости от условий возникновения и существования парагенезисов во времени. Во-вторых, он должен фиксировать образование квазипарагенетических ассоциаций, генетических типов руд и зональности в строении рудных тел. И, в-третьих, он должен изменяться в случае пространственного сочетания разновозрастных генераций одних и тех же компонентов.

Как видно, предъявляемые требования достаточно жестки и охватывают весь комплекс вопросов, связанных с особенностями изучения процессов концентрации, пространственного распределения и перераспределения вещества в недрах. Однако если с этих позиций подойти к оценке наиболее известных критериев парагенетического анализа (геологоструктурных, текстурно-структурных, термобарометрических), то они не только порознь, но и в совокупности не удовлетворяют полностью перечисленным требованиям.

Изучение геолого-структурных критериев парагенетического анализа руд составляет основу геологического метода, и этот факт нам бы хотелось отметить особо, потому что любая наука должна иметь оригинальные средства исследования своих объектов. Метод основан на геологическом картировании пространственных взаимоотношений и соотношений макрообъектов (рудных тел), отличающихся по минеральному составу. Он дает вполне однозначные решения в определении стадийности развития процессов концентрации вещества и зональности строения месторождений полезных ископаемых в целом, но обладает весьма ограниченными возможностями при изучении отдельных рудных тел как индивидуальных объектов разведки и разработки. Казалось бы, переход от изучения взаимоотношений макрообъектов к исследованию текстурно-структурных соотношений минералов и их агрегатов в рудных телах не содержит принципиально нового, так как изменяется лишь масштаб исследования, если бы это не влекло за собой превращения минераграфического метода из средства диагностики минерального состава руд в средство изучения их текстурных особенностей.

Минераграфия как метод изучения минерального состава руд в отраженном свете заимствована из металлографии, где этот метод применяется для изучения структур искусственных гомогенных сред. Поскольку для этих сред объемное понятие «текстура» фактически отсутствует, то применение метода при изучении плоских срезов образцов вполне себя оправдывает. Руды месторождений являются гетерогенными системами, и при их парагенетическом анализе главное значение приобретает текстурный фактор, оценить который достаточно надежно можно лишь на основании изучения системы плоских срезов одного и того же штуфа [45]. Но так как это условие практически никогда не реализуется, то ограниченные возможности метода становятся фактом, приводящим к искажению представлений о сложности и длительности процессов рудообразования [19]. При этом все рассуждения о том, что геолог изучает совокупности образцов и делает по ним обобщенные выводы, являются лишь попыткой завуалировать очевидные методологические просчеты, так как текстуры руд в пространстве объекта исследования также изменяются, а образцы для их изучения отбираются, как правило, бессистемно и тенденциозно.

Сознавая недостатки минераграфического метода парагенетического анализа руд, геологи-геохимики разработали термоба-

рометрический метод, основанный на изучении температур гомогенизации газовой-жидких включений и декрепитации минералов при нагревании. Однако результаты исследования межлабораторной пробы «Кварц-74» в 16 лабораториях СССР свидетельствуют о недостаточном метрологическом обеспечении результатов измерений: разбросы температур гомогенизации составляют от 82 до 450 °С, а начало подъема кривых растрескивания колеблется в пределах от 100 до 600 °С [20]. Поскольку эти данные характеризуют одну и ту же пробу кварца, то метод, как принято говорить, все еще не вышел из состояния лабораторных испытаний.

Итак, несмотря на длительную историю развития, применяемые методы парагенетического анализа руд все еще далеки от совершенства, а если принять во внимание потребности внедрения достижений генетической геологии для решения задач поисков, разведки и оценки месторождений полезных ископаемых, то становится очевидной необходимость разработки новых критериев и на их основе новых методов парагенетического анализа руд.

В этом отношении не может не обратить на себя внимание то обстоятельство, что достижения такой отрасли геологических знаний, как геохимия, предметом исследования которой является изучение закономерностей миграции, распределения и сочетаний химических элементов в земной коре, используются в недостаточной мере. По нашему мнению, проблема парагенетического анализа руд является прежде всего проблемой геохимической. Необходимо, во-первых, конкретизировать учение о геологических полях, во-вторых, произвести типизацию решений геологических задач, в том числе геохимических исследований; в-третьих, разработать на этой основе новый критерий парагенетического анализа и, в-четвертых, доказать на экспериментальном материале его работоспособность.

ОСНОВЫ ГЕОМЕТРИЗАЦИИ И АНАЛИЗА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ

Геометризация как метод изучения недр была разработана П. К. Соболевским [41]. Фундаментальным в геометризации является понятие геологического поля. Существует два определения этого понятия: содержательное и формализованное. По П. К. Соболевскому, *геологическим полем* называется совокупность форм, свойств, явлений и процессов, связанных единством своего происхождения и пространственного положения*. Формализованное понятие отражает связь какой-либо количественной характеристики элементарного объема геологического тела с его пространственными координатами; *геологическим полем* считается пространство, каждому элементарному объему которого может быть поставлено в соответствие определенное значение какого-либо свойства. Оба эти понятия не противоречат, а взаимно дополняют друг друга.

Геометризацией геологического поля принято называть комплекс графоаналитических операций над пространственно заданными совокупностями численных значений свойств геологического объекта с целью выявления и последующего изображения аппроксимирующей поле функции — пространственно-детерминированной модели объекта исследования.

Анализом геологического поля называется комплекс графоаналитических исследований по определению амплитудных и частотных характеристик и уровня строения полей, выделению в их пределах областей с интересующими нас свойствами и изучению пространственных соотношений, сочетающихся в геологическом объекте полей.

Геометризация как метод может использоваться для изучения не только месторождений полезных ископаемых, но и породных объектов, если информация собрана по организованной системе наблюдений.

РАЗНОВИДНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

При изучении месторождений полезных ископаемых приходится иметь дело с пространственно заданными совокупностями весьма разнообразных в качественном и количественном отношении характеристик свойств, форм, явлений и процессов, фиксируемых при исследовании как самого тела полезного ископаемого,

* П. К. Соболевский называл это геохимическим полем, что, судя по определению, не отражает существа вопроса.

так и окружающего его пространства. Как следствие, общее понятие геологического поля в реальном воплощении расчленяется на ряд частных понятий, относящихся к объектам изучения различных отраслей геологии.

Принято различать поля морфометрических и морфоструктурных свойств тел полезных ископаемых и месторождений (мощность, отметки кровли и подошвы рудных тел, отметки поверхностей напластований и дизъюнктивных нарушений), поля химических свойств, или геохимические поля (содержания химических элементов, комплексов или минералов в рудах и окolorудных породах), поля физических свойств руд и пород, или геофизические поля (плотность, электрическое сопротивление, радиоактивность, магнитная восприимчивость), и, наконец, поля гидрогеологических и инженерно-геологических свойств руд и окружающих их пород. При этом значительная продолжительность и стадийность формирования многих свойств месторождений полезных ископаемых и, следовательно, отвечающий им состав различных полей по природе своего образования могут быть гомогенными и гетерогенными.

Поле называется гомогенным, если характеризующее свойство имеет только одну форму своего проявления или нахождения. Если таких форм проявления или нахождения несколько, то поле этого свойства называется *гетерогенным*. Например, геохимическое поле серы в рудных телах алтайских полиметаллических месторождений является гетерогенным, так как она входит в состав пирита, халькопирита, сфалерита и галенита, соотношения которых по стадиям минерализации к тому же существенно изменяются [12]. Гомогенным следует считать поле той части серы, которая входит в состав определенного минерала, если последний не имеет в руде нескольких генераций. В ином случае и это поле гетерогенно.

подавляющее большинство характеристик, пространственно заданные совокупности которых образуют поля геохимических, морфометрических, морфоструктурных, геофизических, гидрогеологических и инженерно-геологических свойств объекта изучения, являются скалярными величинами, ибо для их задания в каждой точке пространства достаточно знать модуль и знак. Значительно реже на практике имеют дело с полями векторных величин, характеризующихся модулем и направлением. Тем не менее, в зависимости от изучаемой величины все геологические поля могут быть подразделены на две группы: скалярные и векторные. Так, скалярными являются поля химических и морфометрических свойств объектов изучения, а векторным — магнитное поле. При этом любое скалярное поле может быть преобразовано в векторное, если изучать не исходные величины, а их производные — скорости изменения (градиенты поля).

В зависимости от изменения зафиксированных при изучении объекта величин во времени все разновидности геологических полей подразделяются на стационарные и динамические поля. Для первых характерна неизменяемость поля во времени, для вторых,

наоборот,— изменение. Так, довольно резко изменяются во времени атмо- и гидрогеохимические поля ореолов рассеяния вещества, тогда как морфометрические поля залежей полезных ископаемых практически не меняются.

Деление полей в геологии на стационарные и динамические довольно условно, так как это зависит от рассматриваемого промежутка времени. Если промежуток времени достаточно мал, то многие величины за это время изменяются настолько незначительно, что этим можно пренебречь и считать их поля стационарными. Но с увеличением промежутка времени поле того же свойства того же самого объекта есть основания рассматривать как динамическое. Например, геохимическое поле какого-либо химического элемента в экзогенном литогеохимическом ореоле рассеяния вещества в течение полевого сезона можно считать стационарным. Однако поле того же химического элемента на протяжении тысячелетий будет претерпевать существенные изменения в соответствии с законами рассеяния вещества.

Подразделение геологических полей на стационарные и динамические не случайно, ибо оно определяет методику их изучения: *стационарные (квазистационарные) геологические поля* могут изучаться организованной системой наблюдения длительное время по частям объекта исследования, данные по которым могут затем увязываться между собой в единое целое без каких-либо преобразований; для изучения *динамических геологических полей* необходимо создавать сеть стационарных наблюдений за режимом изменения характеристик во времени. Без знания динамики изменения этих характеристик во времени невозможны никакие пространственные увязки результатов, выполненных в разное время и для разных частей объекта исследования. Примером такого подхода к изучению стационарных и динамических геологических полей является разведка месторождения полезного ископаемого, при которой результаты изучения морфометрических и геохимических полей залежи полезного ископаемого достаточно хорошо увязываются между собой независимо от сроков разведки, а для увязки данных гидрогеологических исследований на месторождении обязательно бурятся несколько скважин для режимных наблюдений за уровнем, притоком и составом подземных вод.

РЕГУЛЯРНЫЕ И СЛУЧАЙНЫЕ СОСТАВЛЯЮЩИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ. УРОВЕННОЕ СТРОЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

В соответствии с формализованным определением понятия геологического поля какое-либо его свойство может быть записано в математических символах следующим образом:

$$U = f(x, y, z, t),$$

где U — характеристика свойства, x, y, z — координаты пространства, t — координата времени.

Если влиянием времени можно пренебречь (поле стационарное), то запись для трехмерного случая будет иметь вид $U = f(x, y, z)$, для двухмерного случая (плоское поле) вид $U = f(x, y)$ и для одномерного случая (изменение поля по выработкам линии профиля или прослеживающей выработке) — $U = f(x)$ *.

Известно три способа задания функций, описывающих одно-, двух- и трехмерные геологические поля: табличный, графический и аналитический. При этом табличный способ (например, журнал опробования) используется лишь для сбора и хранения информации, потому что из-за обычной громоздкости фактического материала основные тенденции в строении поля и его изменения в пространстве, как правило, не просматриваются. «Наглаз» по таблицам эти тенденции могут быть установлены лишь для линейных сечений плоских полей, если число измерений на профиле незначительно, а сама тенденция в изменении поля хотя бы грубо, линейна. Таблично заданные двух- и трехмерные функции системой профилей или системой плоских сечений, соответственно, визуальной оценке не подлежат.

В геологической практике наиболее широко используется графический способ задания функций. Строятся графики функций $U = f(x)$ и $U = f(x, y)$. Трехмерные функции не изображаются из-за громоздкости построений и отсутствия наглядности. Трехмерное геологическое тело и соответствующее ему трехмерное поле $U = f(x, y, z)$ описываются системой плоских сечений. При этом двухмерные функции представляют собой, как правило, довольно сложную по рельефу поверхность, изображаемую с помощью изолиний свойства, а одномерные графики, являющиеся сечениями плоского поля, — нелинейные, реже линейные зависимости (рис. 1).

Поле считается заданным аналитическим, если известен конкретный вид формулы, описывающей его функции. Обычно эта формула не сводится к простым линейным или нелинейным зависимостям. Чаще всего это комбинация простых зависимостей, для описания которых приходится использовать функциональные полиномы, что стало возможным с внедрением ЭВМ. Однако широкое применение аналитического способа сдерживается из-за отсутствия объективных методов определения минимального количества членов функционального ряда, которые целесообразно удерживать для того, чтобы считать описание достаточно хорошим.

Решение вопроса осложняется тем, что частные значения характеристик реального поля в точках пространства неоднородны по своему составу. Они представляют собой алгебраическую сумму двух величин, называемых регулярной** и случайной составляющими (компонентами) поля:

* В настоящей работе, если это не будет особо оговорено, будут рассматриваться стационарные геологические поля.

** Иногда ее называют закономерной, или координированной изменчивостью [16].

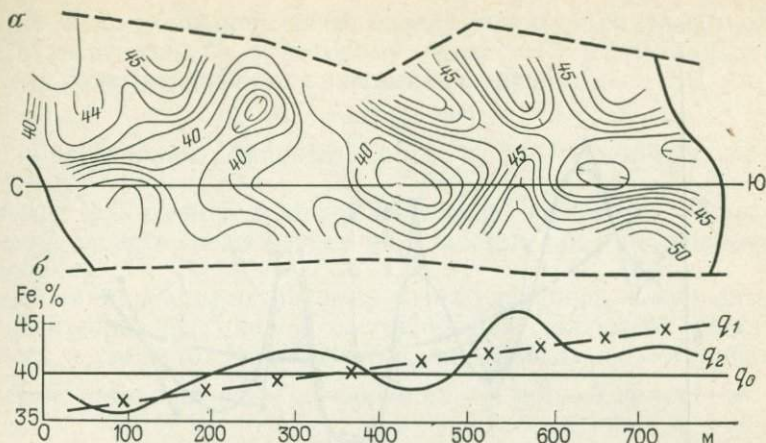


Рис. 1. Графики функций пространственного распределения железа в залежи Покровского месторождения.
 а — график двумерной функции; б — график одномерной функции по сечению С—Ю
 (q — уровни изменчивости геохимического поля железа)

$$U_i = (x_i, y_i, z_i) + \delta_i \text{ — трехмерный вариант,}$$

$$U_i = (x_i, y_i) + \delta_i \text{ — двумерный вариант,}$$

$$U_i = (x_i) + \delta_i \text{ — одномерный вариант,}$$

где U_i — значение переменной в i -той точке пространства с координатами x_i, y_i, z_i ; $f(x_i, y_i, z_i)$ — значение регулярной составляющей, δ_i — значение случайной составляющей (рис. 2).

Регулярной составляющей поля называется детерминированная компонента, фиксирующая закономерность изменения изучаемого свойства в пространстве геологического объекта, например закономерность выклинивания линзообразного рудного тела от центра к периферии залежи или закономерное повышение концентрации химических элементов в ореоле рассеяния вещества по мере приближения к рудному телу. Изменение регулярной составляющей периодически [16]. Выделяются периоды изменения нескольких порядков, называемые уровнями изменчивости. Так, урочным строением характеризуется тектоническая структура (морфоструктурное поле) какого-либо мегантиклинория. Уровнями изменчивости в этом случае являются тектонические структуры разных порядков, осложняющие основную структуру.

Понятие «урочное строение» поля относительно, так как каждый последующий уровень выделяется относительно предыдущего, более низкочастотного, и представляет собой знакопеременную функцию, также периодически изменяющуюся относительно описывающей поле функции предыдущего уровня (см. рис. 2).

Периодичность изменения и урочное строение регулярных составляющих геологических полей определяют не только необходимость оценки амплитудных и частотных характеристик для

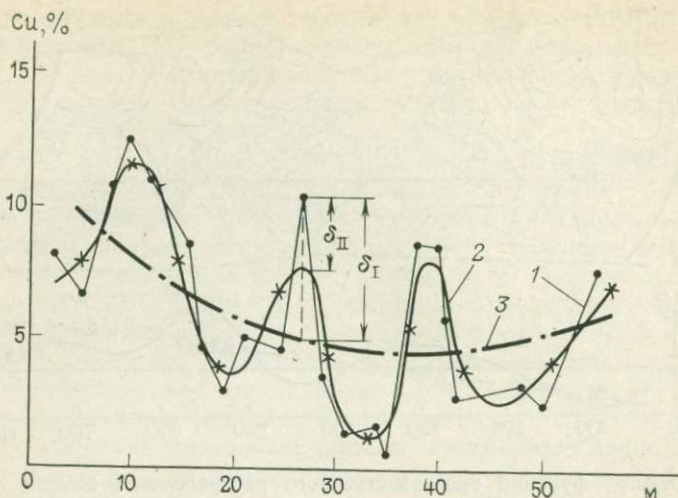


Рис. 2. График функции распределения меди по данным опробования скважины (Вадимо-Александровское месторождение).

1 — эмпирические данные, 2 — изменение регулярной компоненты поля на втором уровне изменчивости, 3 — то же на первом уровне изменчивости; δ — случайные составляющие на первом (δ_I) и втором (δ_{II}) уровнях изменчивости

каждого уровня строения, но и целесообразность введения системного анализа при сопоставлении полей различных свойств изучаемого геологического объекта. Сопоставлять имеет смысл поля, приведенные к одному и тому же уровню изменчивости.

Случайной компонентой поля называется составляющая, обуславливающая флуктуацию ее значений относительно детерминированной переменной. Наличие у поля случайной компоненты определяется влиянием как геологических, так и технологических факторов; например, флуктуация мощности относительно генеральной тенденции к выклиниванию линзовидного тела от центра к периферии в случае экзогенного месторождения обусловлена как неровностями дна бассейна седиментации, так и погрешностями принятого способа измерений. Разделить эти флуктуации по факторам влияния очень сложно, да и к этому в большинстве случаев особенно не стремятся, оценивая их влияние совместно методами математической статистики. Так, при геохимических поисках месторождений полезных ископаемых для выделения аномалии как поискового признака в геохимическом поле рассеяния вещества широко пользуются известным соотношением:

$$C_a = C_f + 3\sigma,$$

где C_a — минимально аномальное содержание, C_f — предел рассеяния вещества (фон), σ — среднее квадратическое отклонение, вычисленное по данным опробования безрудных пород, т. е. на уровне изменения фоновых значений.

Здесь σ представляет собой оценку флуктуаций частных значений относительно C_{ϕ} , к которому стремится с удалением от рудного тела описывающая поле рассеяния функция

$$C = a \cdot \exp[-\alpha x^2],$$

где C — регулярная компонента поля, a , α — параметры, x — координата.

Размер флуктуаций относительно фона определяется как анизотропией свойств среды рассеяния вещества, так и погрешностями опробования.

Важными свойствами распределения случайной компоненты поля относительно регулярной составляющей являются знакопеременность и симметричность отклонений (иногда их логарифмов), вследствие чего при всех осреднениях $\frac{1}{n} \sum \delta_i \rightarrow 0$ при $n \rightarrow \infty$ (где n — число измерений), но обладает дисперсией $\sigma^2 = \frac{1}{n} \sum \delta_i^2$ (остаточная дисперсия).

Как видно, и более высокочастотные уровни изменчивости регулярной компоненты поля и его случайная компонента обладают одними и теми же свойствами: знакопеременностью и относительностью. Именно это обстоятельство и выступает в качестве условия, ограничивающего возможности аналитического способа описания поля. Все определяется тем, какой точностью при аналитическом описании мы зададимся, а в зависимости от этого в состав случайной компоненты поля может включаться та или иная часть его регулярной составляющей относительно высокочастотного уровня*.

**ТРЕБОВАНИЯ, ПРЕДЪЯВЛЯЕМЫЕ К АППРОКСИМИРУЮЩИМ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПОЛЯ ФУНКЦИЯМ.
МАТЕМАТИЧЕСКИЕ ДЕЙСТВИЯ С ФУНКЦИЯМИ,
ЗАДАНЫМИ ГРАФИЧЕСКИ**

Наличие у любого геологического поля случайной и регулярной составляющих и, в большинстве случаев, уровневого строения предполагает невозможность точного восстановления описывающей его функции. Наши знания в силу относительности самих понятий случайной составляющей и уровневого строения всегда относительны. Поэтому каждой стадии изучения месторождения соответствует вполне определенная функция, описывающая поле и включающая в качестве необходимого элемента (слагаемого) результаты описания поля на предшествующей стадии, в связи с чем имеет смысл говорить не о точном восстановлении поля, а лишь

* Однако это не означает, что аналитический способ задания поля должен быть отвергнут. Необходима разработка достаточно мощных критериев фильтрации исходной геологической информации, чтобы регулярная компонента поля выявлялась полнее и надежнее. Частные примеры таких решений известны. Они описаны в работах В. А. Букринского, Р. И. Дубова, И. Д. Савинского, Ю. В. Шурубора и др.

о его приближенном описании — аппроксимации, соответствующей уровню наших знаний. Но независимо от этого аппроксимирующие геологические поля функции должны удовлетворять трем основным требованиям: однозначности, непрерывности и плавности.

Аппроксимирующая геологическое поле функция называется *однозначной*, если она пересекается с перпендикуляром, восстановленным из точки плоскости или линии сечения поля, один раз. Это во многих случаях достигается путем выбора плоскости проектирования поля. В качестве примера на рис. 3 приведен поперечный разрез через скарново-магнетитовую залежь Новопесчанского месторождения. Как видно, ни морфометрические, ни геохимические поля этой залежи не являются однозначными относительно проекций на горизонтальную или вертикальную плоскости. Но они однозначны относительно некоторой плоскости, проведенной нормально к плоскости падения рудного тела.

Аппроксимирующая геологическое поле функция называется *непрерывной*, если незначительному изменению координат соответствует также незначительное изменение количественной характеристики изучаемого свойства. Применительно к месторождениям полезных ископаемых абстрактное математическое понятие «непрерывность функции» в большинстве случаев может быть отождествлено с определением сплошности строения объекта исследования. Нарушение сплошности строения объекта исследования обычно обусловлено развитием пострудных дизъюнктивов и включений пустых пород, что имеет немаловажное значение при любых пространственных обобщениях информации. В частности, геологически нарушенные объекты исследования могут быть аппроксимированы лишь кусочно-непрерывными функциями (рис. 4).

Аппроксимирующая геологическое поле функция называется *плавной*, если уничтожено влияние случайной компоненты поля. Случайная компонента поля в своем пространственном изменении не соответствует требованию непрерывности. Аппроксимировать имеет смысл регулярные составляющие полей, что достигается выравниванием данных исходных измерений на достаточно узких интервалах осреднения. При этом измерения с ураганными значениями должны быть выявлены и исключены, что позволяет значительно упростить структуру аппроксимирующей поле функции. Простым осреднением исходных измерений на достаточно узких интервалах эффект влияния «ураганных значений» не уничтожается.

Функции, отвечающие названным требованиям, могут быть заданы и аналитически, и графически. Но так как основным способом аппроксимации полей в геологии является графический, то вопрос о математических действиях с графически заданными функциями имеет важное методологическое значение.

Возможность математических действий с графически заданными функциями была показана основоположником геометризационной школы П. К. Соболевским. Оказывается, если графически заданные функции удовлетворяют названным требованиям, то их можно графиче-

Рис. 3. Форма поперечного сечения рудного тела № 2 Новопесчанского скарново-магнетитового месторождения (по данным Воронцовской ГРП).

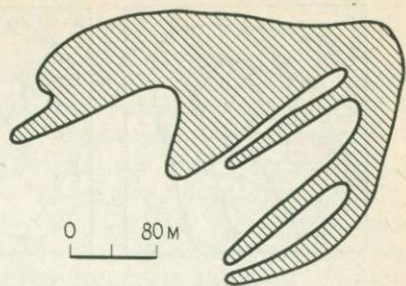
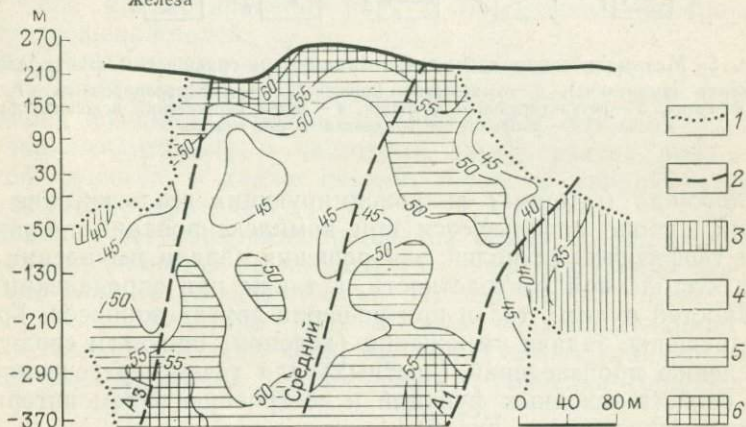


Рис. 4. Результаты geometrизации кусочно-непрерывной функции распределения железа в рудном теле № 5 Высокогорского скарново-магнетитового месторождения.

1 — границы рудного тела, 2 — пострудные разломы, 3—6 — типы руд по содержанию железа



чески же складывать, вычитать, умножать, делить, дифференцировать и интегрировать.

Сложение (вычитание) аппроксимирующих функций широко используется, например, при построении так называемых аддитивных геохимических полей при описании ореолов рассеяния вещества

$$C_2(x, y) = \sum C_j(x, y),$$

где C_j — значение функции, описывающей в пространстве содержание j -го компонента ($j = 1, 2, 3 \dots$).

Графическое решение задачи сводится к следующему (рис. 5):

1) по данным натуральных измерений строятся на плоскости проекции, аппроксимирующие исходные поля функции в изолиниях свойств;

2) по ним определяются для точек пересечения изолиний сумм (разности) аппроксимирующих функций;

3) путем интерполяции значений сумм (разностей), определенных для точек пересечения изолиний, строится результирующая функция*.

* Подробно вопросы математических действий с графически заданными функциями рассматриваются в учебных руководствах по geometrизации недр. Если исходные данные имеют разную размерность (например, мощность и содержание), то они предварительно должны быть переведены в безразмерные величины.

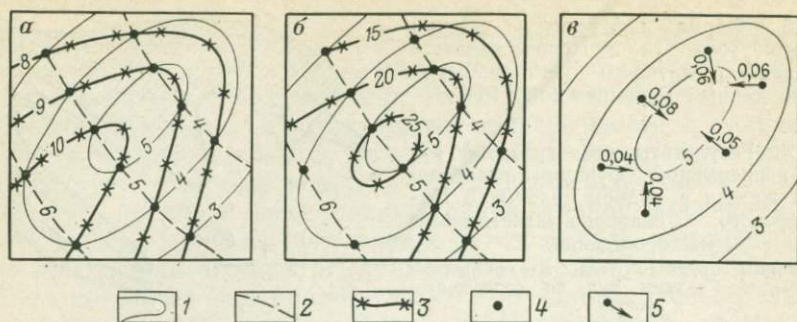


Рис. 5. Математические действия с заданными графически функциями.

a — сложение (вычитание), *б* — умножение (деление), *в* — дифференцирование; 1—2 — исходные функции, 3 — результирующая функция, 4 — точки пересечения исходных функций, 5 — направление градиента и его модуль

Умножение (деление) аппроксимирующих геологические поля функций широко используется при комплексировании геохимических и геофизических полей для решения задачи выявления аномалий ослабленной контрастности, а также при определении продуктивностей рудных тел и при решении других вопросов. Графическое решение задачи умножения (деления) при этом сводится к определению произведений (частных) для точек пересечения изолиний свойств исходных функций и построению путем интерполяции новой функции (см. рис. 5).

Дифференцирование (интегрирование) аппроксимирующих геологические поля функций применяется при определении значений градиентов поля (дифференцирование) и расчете средних параметров (интегрирование).

Градиентом поля называется вектор, который направлен по нормали к изолинии в сторону возрастания функции. Изображается градиент стрелкой, длина которой пропорциональна среднему значению его модуля на отрезке

$$|\vec{g}| = \frac{U_{i+1} - U_i}{\Delta l},$$

где U_i — сечение изолиний; Δl — расстояние между соседними изолиниями по направлению градиента.

Операция интегрирования в графическом варианте не применяется, но широко используется при расчете средних. Так, известная формула средневзвешенного значения функции представляет собой не что иное как численное значение интеграла:

$$\bar{U} = \frac{1}{x_2 - x_1} \int_{x_1}^{x_2} f(x) dx \approx \frac{\sum U_i \Delta x_i}{\sum \Delta x_i},$$

где Δx_i — шаг опробования.

Решение большинства геологических задач относится к категории пространственных исследований над закономерно построенными совокупностями геохимических, морфометрических, морфоструктурных и геофизических свойств рудных тел. Рассматривая эти совокупности как единое целое, связанное общностью происхождения и пространственного положения (по П. К. Соболевскому), мы можем свести все многообразие геологических исследований, за небольшим исключением, к трем типовым задачам: 1) описание поля, 2) картирование поля и 3) изучение пространственных соотношений полей.

Задача описания поля включает в качестве необходимых операций регуляризацию измерений и построение аппроксимирующей функции, определение уровенного строения поля, вычисление амплитудных и частотных характеристик аппроксимирующей функции, а также оценку точности аппроксимации на каждом уровне строения.

Операция регуляризации измерений осуществляется путем осреднения их значений на интервалах, не превышающих удвоенное значение радиуса *геометрической автокорреляции*, вычисляемого предварительно для трех — пяти взаимно перпендикулярных одномерных сечений плоского поля, изученных с максимально возможной для данной стадии плотностью сети разведки (опробования)

$$R_q = \frac{L}{1 + 2K_q},$$

где L — длина сечения в метрах, K_q — количество экстремумов аппроксимирующей поле функции $U=f(x)$ на сечении с учетом тенденции изменения регулярной составляющей поля на границах сечения.

Графическое построение изначальной аппроксимирующей функции осуществляется путем осреднения экспериментальных данных по двум — четырем соседним точкам. При этом наличие тенденции к возрастанию или уменьшению функции на отдельных отрезках сечения должно быть подтверждено данными не менее чем трех точек осреднения, включая на интервале максимальное и минимальное значения и хотя бы одну промежуточную точку. Неизбежно возникающие мелкие флуктуации с полупериодом изменения меньшим, чем удвоенное значение шага опробования, целесообразно уничтожить в процессе графического построения кривой регрессии.

В качестве примера на рис. 1 приведена кривая регрессии изменения содержания железа по простиранию залежи Покровского скарново-магнетитового месторождения. Эта кривая имеет двухуровенное строение. Причем линейный тренд влияния на величину радиуса геометрической автокорреляции не оказывает. Для приведенной кривой он равен 50 м.

4486



В соответствии с установленными значениями радиусов геометрической автокорреляции принимается размер «скользящего окна» осреднения для регуляризации изменений на плоскости. Он не должен превышать $2R_q$, а шаг осреднения R_q . В этом случае гарантированно будут вскрыты все периоды изменения аппроксимирующей функции, соответствующие достигнутой плотности разведочной сети (опробования) при изучении месторождения*.

Определение уровня строения поля осуществляется в нисходящем порядке путем последовательного осреднения данных на интервалах, равных $4R_q$ для самого высокочастотного уровня изменчивости регулярной компоненты поля. Для установленного относительно низкочастотного уровня изменчивости поля снова определяется радиус геометрической автокорреляции, с помощью которого можно выделить последующий еще более низкочастотный уровень, и т. д. — до тех пор, пока $4R_q$ не станет равным размерам объекта изучения (сечения). В этом случае осредненные данные будут равны среднему значению изучаемого свойства (\bar{U}).

Если принять уровень среднего в качестве нулевого уровня изменчивости регулярной компоненты поля q_0 , то относительно него все последующие уровни целесообразно нумеровать в восходящем порядке: первый — q_1 , второй — q_2 , третий — q_3 и т. д. Теоретически таких уровней не может быть более четырех в соответствии с относительностью понятия «уровневое строение» и стадийностью разведочного процесса (предварительная, детальная, эксплуатационная разведка и эксплуатационное опробование). Практически же сверх нулевого уровня, даже по наиболее полным данным изучения месторождения, обычно удается выделить не более двух-трех уровней строения регулярной составляющей поля.

Оценка частотной характеристики поля для каждого из уровней q его строения определяется по формуле

$$\nu_q = \frac{1}{4R_q},$$

где ν_q — частота. Чем больше эта величина, тем больше частота изменения аппроксимирующей на данном уровне изменчивости поле функции.

Амплитудная характеристика поля определяется также для каждого из установленных уровней его строения. В качестве оценки принимается среднеквадратическая амплитуда A_q , которая вычисляется относительно предшествующего уровня

$$A_q = \sqrt{\frac{\sum [f_q(x) - f_{q-1}(x)]^2}{n_q}},$$

где $f_q(x)$, $f_{q-1}(x)$ — аппроксимирующие функции предыдущего и последующих, соответственно, уровней изменчивости, разности которых определяются по графику в точках экстремальных значений; n_q — число экстремальных значений на L с учетом тенденции на границах интервала изучения поля.

* Если поле имеет многоуровневое строение, то известная из теории случайных функций автокорреляция гарантированного решения задачи не дает.

Одновременно вычисляется оценка остаточного среднеквадратического отклонения измеренных значений от аппроксимирующей функции на данном уровне

$$\sigma_q = \sqrt{\frac{\sum [U_i - f_q(x_i)]^2}{n}},$$

где U_i — значение функции по результатам натуральных измерений в точке наблюдения; $f_q(x_i)$ — значение функции в этой же точке; n — число наблюдений.

Оценкой погрешности аппроксимации будет служить величина

$$\Delta q = \frac{2\sigma_q}{\sqrt{n}}.$$

Характеристики \bar{U} , R_q , v_q , A_q , σ_q , Δq исчерпывающе описывают поле на каждом уровне его строения. При этом следует иметь в виду, что для нулевого уровня строения поля, когда $f_0(x) = \bar{U}$ (постоянная величина), оценки v_q и A_q теряют физический смысл, а σ_q равна среднеквадратическому отклонению:

$$\sigma_0 = \sqrt{\frac{\sum (U_i - \bar{U})^2}{n}}.$$

Аналогично такие же характеристики могут быть рассчитаны с помощью ЭВМ для плоского поля, если аппроксимирующая его функция задана аналитически. В этом случае в формулах будет фигурировать вместо $f_q(x)$ аппроксимирующая плоское поле функция $f_q(x, y)$.

Задача картирования поля заключается в выделении, во-первых, главных структурных элементов строения поля и, во-вторых, участков с интересующими нас свойствами. Решение первой половины задачи обычно осуществляется путем расчленения поля на части, резко отличающиеся либо строением самого поля, либо плотностью наблюдений, либо особенностями геологического строения как руд, так и вмещающих пород. Привлечение для ее решения математико-статистических методов дает в некоторых случаях положительные результаты, позволяет вскрывать более тонкие неоднородности строения поля. Эта половина задачи, по существу, является логическим продолжением и завершением предшествующей задачи, т. е. описания поля.

Вторая половина решения задачи картирования поля является вполне самостоятельным исследованием. Отличительная его особенность состоит в том, что для оконтуривания в геологическом поле области с интересующими нас свойствами требуется привлечь новую, ограничительную функцию и решить систему уравнений:

$$\begin{cases} U = f(x, y) \\ U^* = f^*(x, y), \end{cases}$$

где $f(x, y)$ — аппроксимирующая поле функция; $f^*(x, y)$ — ограничительная функция.

Области устойчивого отличия $f(x, y)$ от $f^*(x, y)$ оконтуриваются по разности аппроксимирующей и ограничительной функций. Ее граница определяется как геометрическое место точек, на котором $f(x, y) - f^*(x, y) = 0$. При этом ограничительная функция принимается в соответствии с содержательными условиями решения задачи картирования поля. Так, при геологическом картировании территории, когда изучается система морфоструктурных и морфометрических полей, она представляет собой поле отметок рельефа местности (топлан местности с проведенными на нем горизонталями), ибо нас интересуют выходы различных геологических образований на поверхность земли; при геохимических поисках — постоянную равную минимально аномальному значению содержания химического элемента определяемую в соответствии с инструкцией по проведению геохимических поисковых работ; при оконтуривании рудных тел и их технологическом картировании — также постоянные, принимаемые согласно требованиям промышленности к качеству минерального сырья.

Задача изучения пространственных соотношений геологических полей, в отличие от двух предшествующих, решается с целью изучения динамики и кинематики явлений и процессов, протекавших в земной коре и приведших к образованию, в частности, месторождений полезных ископаемых, а также оценки влияния различных факторов образования и взаимоотношения полей различных свойств объекта исследования.

Принципиально возможно существование трех типов граничных пространственных соотношений полей различных свойств в объекте исследования: *конкордантного*, когда сопоставляемые поля изменяются в пространстве как положительно согласованные (синхрофазно); *антикордантного*, когда их согласованность отрицательная, и *дискордантного*, когда их относительное изменение незакономерное (рис. 6). В качестве оценки пространственной согласованности полей нами было предложено принять среднее значение косинуса угла между градиентами аппроксимирующих поля функций (см. главу 2):

$$\cos \varphi = \frac{\sum \cos \varphi_j}{n},$$

где $\cos \varphi_j$ — частные значения косинусов углов в точках измерения на поле; n — число точек (располагаются равномерно на плоскости проецирования или сечения поля, $n \geq 20$). При этом если $\cos \varphi$ больше $+0,20$, то соотношение полей конкордантно; при его значениях, меньших $-0,20$ — антикордантно, а при значениях, меньших по модулю $0,20$ — дискордантно.

Задача оценки пространственных соотношений геологических полей в объекте исследования решается графически довольно просто, если известны аппроксимирующие их функции, изображенные в изолиниях сопоставляемых свойств. Для этого на проекции или сечении объекта размечается квадратная сеть точек, из которых

прочерчиваются нормали к изолиниям в направлении возрастания функций (в соответствии с геометрическим определением понятия градиента). Разность измеренных с помощью транспорта азимутов направлений градиентов позволяет в каждой точке поля определить угол φ_i , а затем найти по таблицам его косинус и рассчитать по совокупности измерений среднее значение (см. рис. 10 и 11; табл. 2 и 4).

Изучение пространственных соотношений геохимических полей компонентов руд является весьма важной задачей прикладной геологии. В зависимости от пространственных соотношений геохимических полей в ореолах рассеяния вещества решается проблема их комплексования для выделения аномалий ослабленной контрастности, определения глубины эрозийного среза рудных тел, а также разбраковки аномалий [10, 32]. Соотношение содержания компонентов в рудах и их изменение в простран-

стве рудных тел являются основой технологического картирования залежей полезных ископаемых [22]. Однако такое картирование и комплексование выполняются в настоящее время без учета достижений парагенетического анализа. Причина, по нашему мнению, кроется в том, что технологическое картирование и комплексование, с одной стороны, и парагенетический анализ, с другой — выполняются на разной методологической основе. Основой технологического картирования рудных тел и комплексования геохимических полей служит явное или неявное представление о рудных телах и строении окружающих их ореолов как сочетания геохимических полей, изменения закономерных пространственных соотношений которых фиксируют технологические типы руд и над-, внутри- и подрудные комплексы химических элементов в ореолах. Основой же парагенетического анализа являются эмпирические обобщения результатов изучения текстурно-структурных особенностей минеральных агрегатов в дискретных точках пространства. Представление о поле вещества с присущими ему особенностями изменения свойств в пространстве объекта исследования здесь во внимание не принимается, в результате чего нередко имеют место различные усложнения в трактовке вопросов ге-

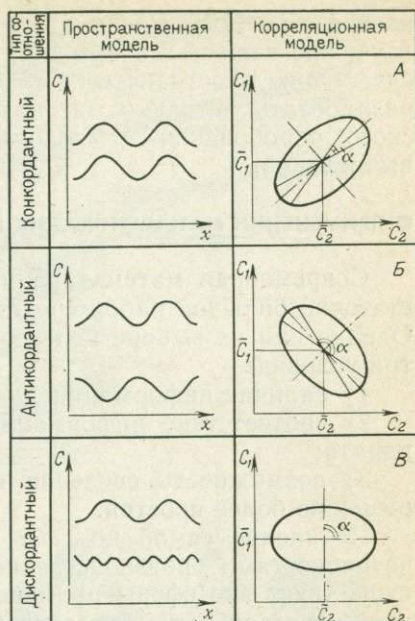


Рис. 6. Типы пространственных соотношений геологических полей и соответствующие им корреляционные модели.

А — прямая зависимость, Б — обратная зависимость, В — отсутствие зависимости

незиса руд [19]. Соединить эти два принципиальных подхода к изучению вещества возможно, если принять в качестве основы исследование пространственных соотношений геохимических полей и разработать методики математической обработки данных химического опробования и геологической интерпретации результатов вычислений.

О ПРИМЕНЕНИИ МАТЕМАТИЧЕСКИХ МЕТОДОВ В ГЕОЛОГИИ

Современная математика предлагает исследователям недр достаточно большой набор средств для решения тех или иных задач. Однако при их выборе целесообразно учитывать, по крайней мере, три условия:

- 1) наличие информации для решения геологической задачи;
- 2) соответствие информации аксиоматике вычислительного аппарата;
- 3) возможность сведения сложной математической задачи к решению более простой.

Появление самой по себе геологической задачи определяется потребностями производственной и научной деятельности. Задача существует вне сферы применения математических методов и может решаться как математическими, так и традиционными геологическими средствами. Для этого необходимо иметь соответствующую информацию, к качеству и количеству которой предъявляются определенные требования. Применительно к проблеме математизации геологии эти требования сводятся к надежности определения количественных оценок изучаемых параметров в дискретно заданных точках пространства и плотности их размещения на объекте исследования.

Качество информации определяется применяемыми способами ее получения, которые выбираются с учетом решаемой задачи. Так, задачи оконтуривания аномалии в геохимическом поле рассеяния вещества и оконтуривания рудного тела при разведке месторождения являются родственными в их принадлежности к одному и тому же типу. Более того, и в той, и другой задачах основой решения служит опробование, но в первом случае пробы подвергаются спектральным приближенно количественным анализам, а во втором — химическим анализам. Эти виды анализов различаются по точности примерно на целый порядок, что и предопределяет области их применения: для решения «грубой» задачи оконтуривания аномалии используются данные спектрального анализа, для решения более «тонкой» задачи оконтуривания рудного тела — химические анализы.

подавляющее большинство геологических задач по своей содержательной сущности представляет собой пространственные или пространственно-временные исследования объектов, характеризующихся уровненным строением. Поэтому надежность решения задачи во многом зависит от плотности наблюдений и их равномерности размещения на объекте исследования, т. е. системы работ.

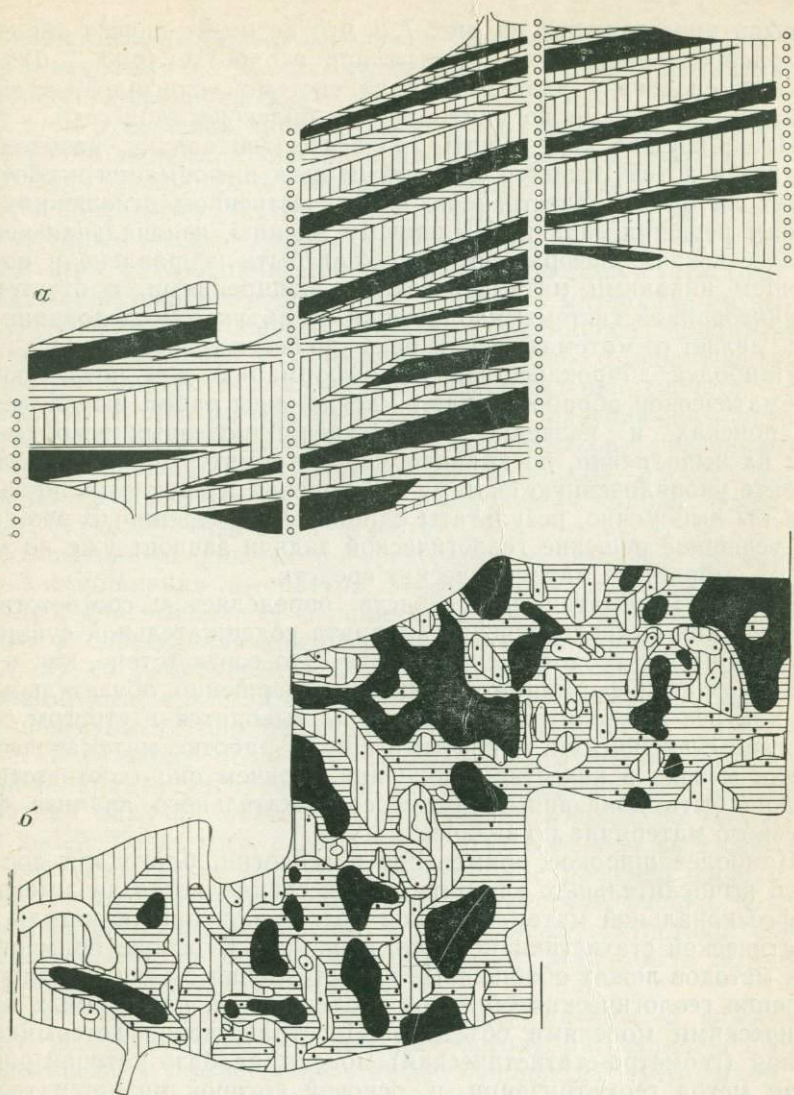


Рис. 7. Пространственное распределение золота в одной из россыпей по данным разведки (а) и эксплуатации (б). Густота штриховки соответствует повышению содержания металла (по данным В. И. Курторгина).

Например, на рис. 7 приведены результаты оценки пространственного распределения полезного минерала в одной из аллювиальных россыпей, отработанной подземным способом. Ее разведка осуществлялась системой профилей. Данные опробования разведочных выработок после обобщения в соответствии с бытующей концепцией о струйчатом распределении тяжелых минералов в

россыпи представлены на рис. 7, а, что не имеет ничего общего с его распределением, выявленным при отработке (рис. 7, б). Эту россыпь следовало разведывать не системой профилей, а выработками, заданными по квадратной и более плотной сети.

Итак, прежде чем решать геологическую задачу, необходимо убедиться в том, имеется ли необходимая информация и соответствует ли она в качественном и количественном отношении условиям решения задачи. По нашему мнению, изначальная недоброкачественная информация не может быть исправлена в последующем никакими математическими ухищрениями, а отсутствие организованной системы наблюдений на объекте исследования вообще делает ее математическое решение бессмысленным.

Наиболее доброкачественную информацию для последующей математической обработки дают многие виды работ, выполняемых при поисках и разведке месторождений полезных ископаемых. При их выполнении, по крайней мере, стремятся организовать на объекте упорядоченную систему наблюдений и проконтролировать, хотя бы выборочно, результаты единичных измерений. В этом случае успешное решение геологической задачи зависит уже во многом от выбранных математических средств.

Выбор математических средств определяется соответствием аксиоматики вычислительного аппарата содержательной сущности информации по геологической задаче. Это соответствие, как и наличие самой информации, являются совершенно обязательными, так как все вычислительные формулы выводятся в строгом соответствии с аксиомами, принятыми при разработке математической теории метода в качестве допущений. Причем оно (соответствие) должно быть доказанным путем содержательного анализа фактического материала по задаче.

Наиболее широкое применение в геологии, благодаря доступности вычислительных алгоритмов для специалистов, не имеющих профессиональной математической подготовки, нашли методы математической статистики и геометризации*. В основе применения этих методов лежат обобщенные представления о закономерностях строения геологических объектов исследования, называемых математическими моделями объектов. Пространственно детерминированная (геометро-статистическая) модель, на базе которой разработан метод геометризации и основой которой является теория поля, предполагает направленность развития во времени и пространстве геологических явлений и процессов и, как следствие, преобладание регулярной составляющей поля над его случайной компонентой. Вероятностно-статистическая модель сводит все направленности в развитии геологических процессов и явлений к случай-

* В зарубежной практике, кроме методов геометризации и математической статистики, для решения задач оценки и прогноза качества минерального сырья при добыче нашел метод геостатистики, разработанный Ж. Матероном [27]. Однако, учитывая специфику рассматриваемой нами проблемы, мы воздерживаемся от его рассмотрения, тем более что подробный анализ прикладной геостатистики приведен в монографии А. Б. Каждана [15].

ным событиям, рассматривая частные значения совокупности дискретно заданных на объекте исследования измерений в качестве независимых переменных.

В этом отношении примечателен сам по себе факт обоснования применения методов геометризации и математической статистики в геологии. Если при обосновании методов геометризации исследователи стремятся как-то согласовать свои концепции с практикой изучения и закономерностями строения геологических объектов, то при обосновании методов математической статистики такого содержательного анализа фактического материала не выполняется. В качестве основополагающих принципов принимаются различные допущения и формальное сходство с вероятностными аналогами кривых статистических распределений свойств, получаемых путем проецирования совокупности значений дискретно измеренных в поле переменных на ось признаков, последующего разбиения отрезка проецирования на интервалы, расчета частот значений свойства на интервале и построения кривой регрессии $W=f(U)$, где W — частота (частость).

Исследование кривых распределения в геологии посвящена довольно обширная литература. Геологически важными являются, пожалуй, два вывода: 1) о полимодальности и композиционности кривых распределения как следствии гетерогенности строения полей и 2) об изменяемости их геометрии в зависимости от концентрации вещества [29, 34]. Однако это не дает каких-либо особых преимуществ при решении самой геологической задачи, так как если каждому полю действительно соответствует одна единственная кривая распределения, то любой кривой распределения (обратная задача) может соответствовать множество геологических полей. Более того, разные части этих полей, даже в однородных объектах, могут давать разные кривые распределения в зависимости от величины измеренных параметров оценки объекта исследования. Отсюда следует, что различные статистики, оценивающие параметры кривых распределения, могут быть использованы лишь в описательных целях.

В качестве иллюстрации к сказанному на рис. 8 приведены данные по теоретическому плоскому ореолу рассеяния вещества, построенному в соответствии с диффузионной математической моделью Сафронова — Соловова и изображенному с помощью изолиний содержания химического элемента. Этой модели соответствует *супергеометрическое статистическое распределение* содержания, ибо при проведении изолиний с постоянным шагом сечения поля ($\Delta C = \text{const}$) и равномерной плотности его опробования соотношения между площадями колец, ограниченными соседними изолиниями, изменяются по экспоненциальному закону: чем меньше содержание, тем больше площадь кольца. Такой вывод внешне как будто бы противоречит имеющемуся экспериментальному материалу по изучению реальных ореолов рассеяния. На самом деле это противоречие кажущееся, так как в отличие от теоретической модели плоского ореола реальное поле рассеяния вещества явля-

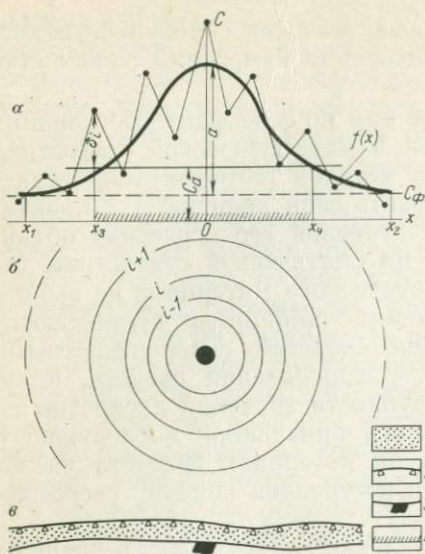


Рис. 8. Плоский ореол рассеяния вещества (б) и его сечение (а) по профилю (в).

1 — рыхлые образования, 2 — точки опробования, 3 — выход рудного тела под наносами; $f(x)$ — регулярная компонента поля, δ_i — случайная компонента поля, C_ϕ — предел рассеяния вещества, C_a — минимально аномальное содержание

не занимаются. Если к сказанному добавить, что в последнее время еще более суровая критика применения методов математической статистики в геологии содержится также в трудах математиков, которые подчеркивают такое важное обстоятельство, как *отсутствие статистической устойчивости* в геологических совокупностях наблюдений, то обоснованность ее применения в геологии в большинстве случаев выглядит неубедительно [46].

Тем не менее генетическая и прикладная геология имеют немало примеров положительных решений математико-статистическими методами различных задач, которые получены вопреки аксиоматике вычислительного аппарата. Так, пожалуй, невозможно опровергнуть положительный опыт применения математической статистики в практике геохимических поисков месторождений полезных ископаемых, когда теоретически требуется найти геометрическое место точек, на котором $f(x, y) - C_a \geq 0$, а фактически, согласно инструкции, определяют область, где $C_i \geq (C_\phi + 3\sigma_\sigma)$. Как видно, налицо любопытная, но тривиальная для науки ситуация, когда положительный результат получен в противоречии с теорией.

Разрешить данное противоречие можно либо за счет расширения границ применимости теории, что очень сложно, ибо, по-суще-

ется гетерогенным за счет различия форм миграции химических элементов, осложняется наличием случайной компоненты и ограничивается порогом чувствительности спектрального анализа. Важно не это, а то, что аналогичную кривую распределения будет иметь также поток рассеяния вещества (одномерное поле).

Обстоятельная критика применения методов математической статистики в геологии на примерах проверяемых объектов исследования, каковыми являются разрабатываемые месторождения полезных ископаемых, дана в трудах В. Г. Соловьева [42] и Ж. Матерона [27]. Работами этих ученых показано, что геологи математически обрабатывают совокупности не независимых и случайных, а неопределенных величин, которыми теория вероятностей, а следовательно, и математическая статистика

ству, придется разработать новую теорию, как, например, поступил Ж. Матерон при обосновании геостатистического метода, либо попытаться доказать, что в условиях металлометрических съемок пространственная задача оконтуривания аномалии может быть сведена к решению математико-статистической задачи, т. е. поступить в соответствии с принципами вычислительной математики. Для этого достаточно доказать, что среднее арифметическое содержание химического элемента по полю \bar{C} стремится в пределе к фоновому значению C_{Φ} (региональному пределу рассеяния вещества), а дисперсия, вычисленная по данным опробования поля в дискретных точках σ_0^2 , — к дисперсии его случайной компоненты σ_q^2 .

Пространственная задача оконтуривания аномалии, судя по данным практики геохимических поисковых работ, разделяется на две частных задачи: 1) оценку неизвестного фонового содержания и 2) определение той области, где $f(x, y)$ существенно отличается от фона. На рис. 8 изображено одномерное сечение геохимического поля рассеяния вещества. Для этого сечения концентрация химического элемента в любой точке пространства ореола с координатой x_i будет равна $C_i = f(x_i) + \delta_i + C_{\Phi}$, где $f(x)$ при удалении x от рудного тела будет стремиться к фону со скоростью, достаточной для конечности $\int f(x) dx$, что соответствует ограниченности общего объема тела полезного ископаемого (источника вещества), возмущающего нормальное поле и обуславливающего появление в нем аномалии. По А. П. Соловову [41], например, $C = a \times \exp[-\alpha x^2]$, где a и α — некоторые параметры, зависящие от уровня концентрации компонента в рудном теле, времени и скорости диффузии.

Допустим, что наше одномерное сечение геохимического поля опробовано с шагом, равным Δx . Тогда число отобранных проб на интервале от x_1 до x_2 будет равно $\frac{x_2 - x_1}{\Delta x}$. Рассчитаем для этого интервала оценку среднего содержания:

$$\begin{aligned} \bar{C} &= \frac{1}{n} \sum C_i = \frac{1}{n} \sum [f(x_i) + \delta_i + C_{\Phi}] = \frac{\Delta x}{x_2 - x_1} \sum [f(x_i) + C_{\Phi}] \approx \\ &\approx \frac{1}{x_2 - x_1} \int_{x_1}^{x_2} f(x) dx + C_{\Phi} = \frac{a}{x_2 - x_1} \int_{x_1}^{x_2} \exp[-\alpha x^2] dx + \\ &+ C_{\Phi} \rightarrow C_{\Phi} \text{ при } x \rightarrow \infty, \end{aligned}$$

а затем оценку дисперсии:

$$\begin{aligned} \sigma_0^2 &= \frac{1}{n} \sum (C_i - \bar{C})^2 = \frac{\Delta x}{x_2 - x_1} \sum [f(x_i) + \delta_i]^2 \approx \\ &\approx \frac{a^2}{x_2 - x_1} \int_{x_1}^{x_2} \exp[-\alpha^2 x^4] dx + \frac{2a}{x_2 - x_1} \int_{x_1}^{x_2} \delta \exp[-\alpha x^2] dx + \\ &+ \sigma_q^2 \rightarrow \sigma_q^2 \text{ при } x \rightarrow \infty, \end{aligned}$$

так как, во-первых, $\int_{-\infty}^{+\infty} \exp[-\alpha^2 x^4] dx$ существует и сходится быстрее, чем $\int_{-\infty}^{+\infty} \exp[-\alpha x^2] dx = \sqrt{\frac{\pi}{\alpha}}$, во-вторых, $\left| \int_{-\infty}^{+\infty} \delta \exp[-\alpha x^2] dx \right| \leq \int_{-\infty}^{+\infty} \delta \exp[-\alpha x^2] dx \leq \delta_{\max} \int_{-\infty}^{+\infty} \exp[-\alpha x^2] dx = \delta_{\max} \times \sqrt{\frac{\pi}{\alpha}}$.

Следовательно, при достаточном приближении к области фоновых значений первые два члена стремятся к нулю, и оценка дисперсии C_i одновременно будет служить оценкой дисперсии случайной величины δ_i .

Таким образом, если область опробования достаточно велика, то пространственная задача выявления аномальных содержаний может быть заменена расчетом статистических показателей и решением неравенства $C_i \geq C_a = (C_\phi + 3\sigma_a)$. При этом нет никакой необходимости прибегать к специальным исследованиям по определению фонового содержания, понятие которого всегда относительно. Однако при попытке дальнейшей локализации аномалии относительно рудного тела *задача ее оконтуривания не может быть сведена к статистической*, ибо интегральное среднее не равно нулю. В этом случае секущую плоскость целесообразно провести на уровне вычисленного среднего значения [32].

Рассмотренный и реализованный на конкретном примере принцип обоснования применения вычислительных формул математической статистики для решения пространственных геологических задач имеет важное методологическое значение. Важность его состоит в том, что рассчитанным статистикам, во-первых, может быть дана пространственная геометрическая интерпретация, соответствующая детерминированной модели объекта исследования; во-вторых, ограничены условия их применимости и, в-третьих, облегчены математические решения сложных геологических задач, так как все аналитические операции математической статистики несравненно проще пространственных аппроксимаций и легко реализуются на ЭВМ. Однако наряду с очевидными преимуществами такого подхода к решению проблемы математизации геологии настоящие доказательства не распространяются на вычисления оценок погрешностей статистик. Для этого необходимо исключить регулярную компоненту поля, а в ином случае оценки погрешностей определения статистик будут значительно завышены. Они могут быть приняты лишь в качестве предельных оценок, о чем, в частности, свидетельствует опыт применения математической статистики для обоснования плотности разведочной сети и опробования.

Как видно, в отличие от методик других исследователей, наш подход к применению методов геометризации и математической

статистики для решения геологических задач не является ортодоксальным. Решение геологической задачи возможно и математико-статистическими методами, если доказана сводимость пространственного решения к статистическому. При этом условии эклектичность как результат беспринципного сочетания двух совершенно разнородных подходов к решению проблемы математизации геологии ликвидируется, ибо все вычисляемые при обработке информации статистики являются лишь номинальными аналогами характеристик, рассматриваемых теорией вероятностей. В отличие от последних, они имеют конкретный геометрический образ на пространственной модели объекта исследования и могут быть измерены непосредственно.

Итак, чтобы достижения парагенетического анализа руд могли быть широко использованы при решении актуальнейших поисково-разведочных задач, необходимо изменить его методологическую основу. Очевидно, она должна быть общей как для генетической, так и для прикладной геологии. Только в этом случае возможны взаимные и однозначные увязки и проверки различных суждений, гипотез и теорий, высказываемых при изучении объектов исследования. Более того, эта основа должна быть настолько универсальной, чтобы ее можно применять для решения всех главнейших задач геологии вообще.

Выполненная типизация решений геологических задач позволяет рекомендовать в качестве такой основы представление о геологических объектах исследования как о пространственных сочетаниях полей с различными свойствами. В частности, применительно к проблеме парагенетического анализа руд мы принимаем, что залежь полезного ископаемого является сочетанием геохимических полей концентрации вещества и докажем, что на основе изучения их пространственных соотношений возможно решить эту проблему.

Глава 2.

МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ ПРОСТРАНСТВЕННЫХ СООТНОШЕНИЙ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

ПОСТАНОВКА ВОПРОСА

В соответствии с общим понятием *геохимическим полем* называется пространство геологического объекта, каждой точке которого соответствует определенное содержание какого-либо химического элемента. Такое определение геохимического поля является достаточно общим, чтобы быть приложимым как к породным, так и рудным объектам, различающимися, как известно, составом

и концентрацией химических элементов. В зависимости от концентрации вещества в объекте исследования и с учетом его основного состояния в земной коре можно различать две разновидности геохимических полей: нормальные геохимические поля, в которых вещество находится в состоянии рассеяния и которые служат предметом исследования общей геохимии, и аномальные геохимические поля, вещество в которых находится в состоянии относительной концентрации и которые служат объектами изучения прикладной геохимии.

В методике изучения нормальных и аномальных геохимических полей также имеются существенные различия. Нормальные геохимические поля массивов горных пород, если они не являются объектами разведки, изучаются, как правило, бессистемно, что накладывает известные ограничения при математической обработке исходной информации. Наоборот, все аномальные геохимические поля, начиная со стадии общих поисков, изучаются по организованной системе наблюдений, что позволяет использовать при обработке информации математические методы: производить геометризацию, оценивать уровенное строение полей, вычислять амплитудные и частотные характеристики поля, выполнять его картирование, а также изучать закономерности пространственных соотношений геохимических полей, сочетающихся в объекте исследования. В этом отношении особо ценную информацию содержат результаты опробования руд месторождений полезных ископаемых с точки зрения как их качества и систематичности, так и полноты изучения вещества, в связи с чем при разработке нового метода парагенетического анализа мы ограничимся изучением геохимических полей месторождений.

Процесс концентрации вещества при образовании рудных тел месторождений регулируется многими взаимодействующими геологическими факторами, влияние которых на конечный результат различно по знаку: одни из них способствуют концентрации вещества, а другие, наоборот, переводят его в рассеянное состояние [39]. Однако если изучается скопление полезного ископаемого, то независимо от изменения его качества в пространстве можно говорить о преобладающей роли положительно действовавших факторов и, следовательно, о том, что *рудообразование является направленным процессом*. Направленность развития этого процесса во времени и пространстве фиксируется изменением регулярной компоненты поля, случайная составляющая которого оценивает совокупность влияния отрицательно действовавших геологических факторов, а также погрешности опробования.

Как уже подчеркивалось, каждое рудное тело представляет собой сочетание геохимических полей химических элементов, их комплексов или минералов (компонентов руд), совокупность и пространственные соотношения которых в общем случае весьма многообразны. Однако если изучению закономерностей сочетаний минералов в рудах при решении вопроса их образования уделяется достаточно большое внимание, то исследованию пространственных

соотношений геохимических полей компонентов руд в телах полезных ископаемых должного значения не придается, что нам кажется противоестественным. Сочетания компонентов в рудах и пространственные соотношения образуемых ими геохимических полей в залежах полезных ископаемых являются следствиями одних и тех же процессов концентрации и рассеяния вещества в природе, а поэтому они в одинаковой мере могут и должны быть использованы для решения проблемы парагенетического анализа. И если до сих пор этого, как правило, не делается, то прежде всего потому, что отсутствуют методики оценки и интерпретации пространственных соотношений геохимических полей рудных тел и не систематизированы многочисленные эмпирические данные по изучению корреляций и регрессий содержаний компонентов в рудах. Эмпирические данные свидетельствуют о том, что некоторые статистики корреляционного анализа несут генетическую информацию, хотя такой вывод противоречит теории корреляции [5, 28, 34]. Но так как критерием истины все-таки служит практика, то вполне уместен вопрос: не рассчитываются ли по вычислительным алгоритмам корреляционного анализа статистики, геометрические образы которых могут быть найдены на пространственных моделях рудных тел?

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНО-ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ МЕТОДА ИЗУЧЕНИЯ ПРОСТРАНСТВЕННЫХ СООТНОШЕНИЙ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Задача изучения пространственных соотношений геологических полей представляет собой сравнительно новое направление в исследовании недр. В отличие от задач описания и картирования поля, здесь фактически не выработаны какие-либо стандартные приемы решения. Имеются лишь некоторые примеры использования как вероятностно-статистических, так и пространственно-детерминированных моделей при морфоструктурном анализе и исследовании форм рельефа. Так, В. П. Бухарцев и М. Ф. Мирчинк [3] предлагают изучать плановые соответствия локальных тектонических структур с помощью оценок коэффициентов корреляции, т. е. через соотношения амплитудных характеристик морфоструктурных полей. Наоборот, Ю. Р. Архипов и др. [26] считают, что косинус угла между касательными к изолиниям разных поверхностей в одной и той же точке пространства может служить оценкой коэффициентов корреляции. При этом каких-либо доказательств справедливости прямых и обратных соотношений между плановыми и амплитудными соответствиями в указанных работах не содержится. Они утверждаются на уровне интуитивных предположений и могут быть на том же уровне сравнительно легко опровергнуты. Например, если переход между сравниваемыми поверхностями за счет асимметричного строения структуры будет нелинейным, то, очевидно, плановое соответствие будет хорошим, а амплитудное, по характеристике которого производится оценка,—

плохим, ибо коэффициент корреляции является мерой связи для линейных зависимостей [24]. Во втором случае задача не имеет однозначного решения, так как не известно, какой из углов, образованных пересечением касательных, принимать в качестве оценки: если острый угол, то при любом пространственном соотношении, мы будем всегда констатировать положительное соответствие полей; а если тупой угол — то отрицательное соответствие. В этом отношении оценка коэффициента корреляции лучше, потому что она однозначна. Что касается самого утверждения тождества косинуса угла между касательными оценке коэффициента корреляции, то оно бессмысленно, во-первых, в силу неоднозначности решения, во-вторых, по причине невозможности расчета коэффициента корреляции для точки пространства, в которой имеется всего лишь одно измерение двух свойств объекта исследования.

Таким образом, вопрос об оценке пространственной согласованности полей в настоящее время положительно не решен.

Мы ограничимся разработкой оценки согласованности плоских полей, когда концентрация является функцией лишь двух координат пространства, $C=f(x, y)$. Это позволяет существенно упростить наши рассуждения, не умаляя их общности, так как любое трехмерное поле может быть изучено с помощью системы плоских сечений. Преимущество изучения плоских сечений определяется тем, что структура геохимического поля довольно просто и наглядно описывается с помощью изолиний содержаний.

Очевидно, на каждом сечении (проекции) рудного тела можно построить при наличии данных геохимические поля разных химических элементов, а также, если имеются необходимость и фактические материалы, поля морфоструктурных, морфометрических и геофизических свойств, для чего достаточно иметь на поле более или менее равномерную сеть наблюдений за изучаемым признаком. При этом на разных локальных участках сечения принципиально возможна реализация всех трех типов пространственных соотношений полей — кон-, анти- и дискордантных соотношений. Глобальные же соотношения геохимических полей на сечении или проекции рудного тела будут представлять собой некоторую пространственную комбинацию типовых локальных соотношений. Поэтому можно говорить лишь о проявлении в большей или меньшей степени на том или ином уровне изменчивости тенденций к кон-, анти- и дискордантности, а отсюда — о необходимости разработки количественного показателя, так как оценить визуально пространственные комбинации весьма сложно (см. рис. 10).

При выборе показателя можно руководствоваться тем, что его знак должен изменяться в зависимости от типа локального соотношения, быть скалярной величиной и принимать конечные значения. Поскольку таким требованиям удовлетворяют некоторые тригонометрические функции, то была выбрана функция косинуса угла, позволяющая воспользоваться известными положениями теории поля.

Изображенное в изолиниях содержания компонента геохимическое поле является скалярным. Оно может быть преобразовано в векторное поле, если для каждой его точки построить градиент. Градиент поля вычисляется по формуле

$$\vec{g} = \frac{\partial c}{\partial x} \vec{i} + \frac{\partial c}{\partial y} \vec{j},$$

где \vec{g} — градиент; $\frac{\partial c}{\partial x}$, $\frac{\partial c}{\partial y}$ — частные производные; \vec{i} , \vec{j} — единичные компоненты положительных направлений координатных осей x , y .

Его модуль равен

$$|\vec{g}| = \sqrt{\left(\frac{\partial c}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial c}{\partial y}\right)^2}.$$

Пространственное соотношение любой пары сочетающихся в рудном теле геохимических полей может быть выражено через скалярное произведение векторов

$$(\vec{g}_1 \cdot \vec{g}_2) = |\vec{g}_1| \cdot |\vec{g}_2| \cdot \cos \varphi,$$

в котором особый интерес представляют не столько градиенты и их модули, сколько косинус угла между ними, позволяющий в силу однозначности исходных функций также однозначно оценивать относительную согласованность геохимических полей в любой точке пространства рудного тела,

$$\cos \varphi_{\omega} = \frac{\left(\frac{\partial c_1}{\partial x_{\omega}} \cdot \vec{i}_1 + \frac{\partial c_1}{\partial y_{\omega}} \cdot \vec{j}_1\right) \left(\frac{\partial c_2}{\partial x_{\omega}} \cdot \vec{i}_2 + \frac{\partial c_2}{\partial y_{\omega}} \cdot \vec{j}_2\right)}{\sqrt{\left[\left(\frac{\partial c_1}{\partial x_{\omega}}\right)^2 + \left(\frac{\partial c_1}{\partial y_{\omega}}\right)^2\right] \left[\left(\frac{\partial c_2}{\partial x_{\omega}}\right)^2 + \left(\frac{\partial c_2}{\partial y_{\omega}}\right)^2\right]}}$$

(индексы 1 и 2 относятся к функциям, описывающим сопоставляемые поля, а все остальные обозначения прежние).

При этом положительное значение косинуса угла между градиентами соответствует конкордантному соотношению полей, отрицательное — антикордантному, а нулевое — дискордантному. Глобальная же тенденция к кон-, анти- и дискордантности полей на сечении или проекции рудного тела в целом может быть оценена по среднему значению косинуса φ , вычисленному по данным частных измерений, характеризующих локальные участки сопоставляемых полей

$$\cos \varphi = \frac{1}{S} \iint_S f(x, y) dS \approx \frac{\sum \cos \varphi_{\omega} \Delta S_{\omega}}{\sum \Delta S_{\omega}} = \frac{\sum \cos \varphi_{\omega}}{n} \text{ при } \Delta S_{\omega} = \text{const},$$

где $f(x, y)$ — функция изменения $\cos \varphi_{\omega}$ в зависимости от координат точек ω на проекции (сечении); S — площадь проекции (сечения); ΔS_{ω} — площадь локального участка, на котором $C_1 = f_1(x, y)$ и $C_2 = f_2(x, y)$ могут быть аппроксимированы касательными плоскостями и для которого, следовательно, $\cos \varphi_{\omega}$ может

быть принят постоянным; n — число точек наблюдений на проекции (сечении).

Таким образом, в качестве оценки пространственной согласованности геохимических полей нами принимается среднее значение косинуса угла, но не между касательными, а между градиентами аппроксимирующих поля функций. Это позволяет достичь однозначности решения, потому что направления градиентов в поле свойства всегда жестко зафиксированы.

При графическом решении задачи оценки пространственной согласованности геохимических полей погрешность определения $\cos \varphi$ в соответствии с теорией ошибок составляет не менее $\frac{0,17}{\sqrt{n}}$.

Использование ЭВМ, несомненно, позволило бы повысить точность расчета, но при аналитическом решении нельзя не считаться с тем, что, во-первых, функциональные полиномы, применяемые для аппроксимации геохимических полей, дифференцировать не рекомендуется, так как от этого ухудшается их сходимость, и, во-вторых, сама аналитическая аппроксимация геологических полей, как уже отмечалось, субъективна в своем решении (в смысле выбора степени полинома). Поэтому имеет смысл свести задачу оценки пространственной согласованности геохимических полей к статистической задаче корреляционного анализа.

Теоретическим основанием для такой постановки вопроса является возможность проецирования дискретно заданных значений содержаний двух компонентов, образующих в рудном теле пространственно сочетающиеся геохимические поля, на плоскость, построенную в координатах C_1, C_2 . При этом, как и в случае одномерных статистических распределений, обратного однозначного соответствия между геохимическими полями и совокупностями точек на плоскости C_1, C_2 не будет, так как каждой точке пространства признаков может соответствовать несколько значений, принадлежащих разным точкам пространства объекта исследования. Однако если нас будет интересовать частный вопрос — возможность однозначного отображения типов пространственных соотношений полей на плоскости C_1, C_2 , — то ответ на него будет положительным. Совокупности точек на плоскости C_1, C_2 должны формировать закономерно построенные и ориентированные относительно координатных осей C_1 и C_2 корреляционные поля.

Корреляционным полем называется функция, описывающая закономерности изменения плотности распределения точек на плоскости C_1, C_2 (в пространстве признаков) — $W=f(C_1, C_2)$. Структура этой функции зависит в основном от четырех факторов: типа пространственного соотношения исходных геохимических полей, наличия у каждого поля регулярной и случайной составляющих, структур, аппроксимирующих геохимические поля функций, и однородности полей. Так, кон-, анти- или дискордантность соотношений геохимических полей предопределяет необходимость группирования спроецированных точек вдоль направлений, подчеркивающих тенденцию к образованию между C_1 и C_2 прямых, обратных зависимо-

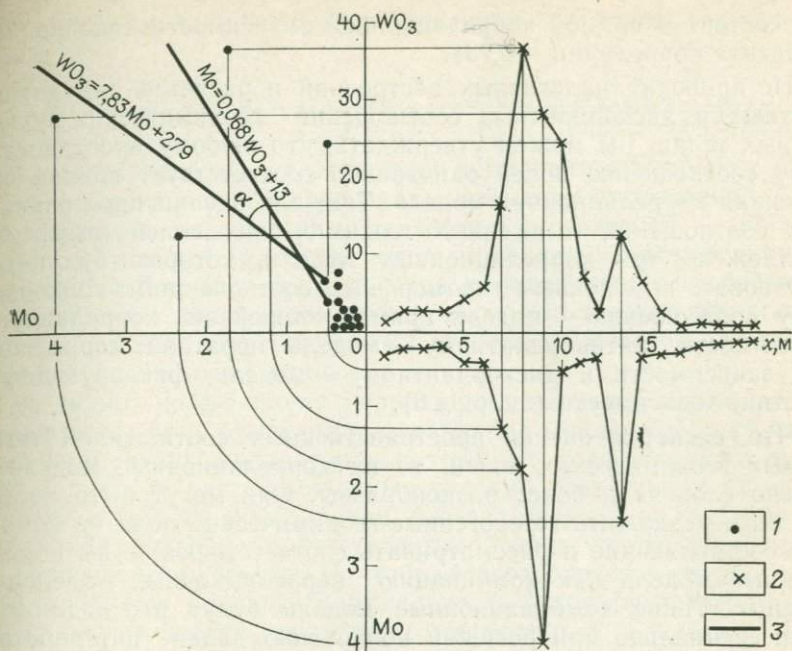


Рис. 9. Графическое преобразование пространственного сочетания геохимических полей WO_3 и Mo в корреляционное поле.

1 — точки корреляционного поля, 2 — точки геохимического поля, 3 — эмпирические линии регрессии

стей или к их отсутствию соответственно. Наличие случайных компонент определяет рассеяние измерений относительно этих направлений в соответствии с их свойствами конечности, симметричности и уменьшения частоты появления больших отклонений по сравнению с малыми; структура геохимических полей влияет на частоту появления измерений определенных классов содержаний. Что касается однородности строения полей, то ее влияние сказывается на виде корреляционных зависимостей между C_1 и C_2 : для гомогенных полей эти зависимости линейные, для гетерогенных — нелинейные [30, 31].

Иллюстрацией к сказанному может служить рис. 9, на котором изображены результаты геометризации и корреляции содержаний триоксида вольфрама и молибдена для горной выработки, пройденной на месторождении Тырнауз (данные опробования заимствованы из работы Е. П. Тимофеенко). Геометризация осуществлялась путем осреднения данных опробования по пяти соседним интервалам длиной 0,2 м. По осредненным данным построены графики зависимости $WO_3 = f(x)$, $Mo = f(x)$ и корреляционное поле содержаний компонентов. Из этих построений следует, что пространственное соотношение одномерных сечений геохимических полей компонентов руд конкордантно, а сами содержания компонен-

тов состоят в прямой корреляционной зависимости (оценка коэффициента корреляции $+0,73$).

Не приводя аналогичных построений и расчетов для антикорданных и дискорданных соотношений геохимических полей в рудных телах, мы можем утверждать, что любому пространственному соотношению полей однозначно соответствует вполне определенная корреляционная модель. Так, для оценки пространственных соотношений гомогенных геохимических полей может быть предложено три корреляционных модели, которые будут соответствовать выделенным типоморфным соотношениям: конкордантному соотношению — модель прямой линейной корреляционной зависимости, антикордантному — модель обратной корреляционной зависимости и дискордантному — модель, фиксирующая отсутствие зависимости (см. рис. 6).

Что касается оценки пространственных соотношений гетерогенных геохимических полей, то их корреляционные модели довольно сложны и более разнообразны. Они могут быть построены, если разложить гетерогенные геохимические поля на гомогенные составляющие и рассматривать соответствующие им корреляционные модели как комбинацию корреляционных моделей последних. Такие комбинационные модели будут рассматриваться нами специально при решении конкретных задач интерпретации корреляционных зависимостей между содержаниями компонентов в рудах, поскольку их типизация вне условий задачи невозможна.

Итак, оценка пространственных соотношений гомогенных геохимических полей может быть (судя по данным геометрических построений) сведена к задаче изучения линейных корреляционных зависимостей.

Зависимость называется *корреляционной*, если фиксированному значению аргумента соответствует ряд распределения функции и с изменением первого положение этих рядов в корреляционном поле закономерно изменяется. Неизвестные параметры уравнений корреляционных зависимостей, называемых уравнениями регрессии, находятся с помощью метода наименьших квадратов. Так, для случая нахождения a -, b -параметров линейного уравнения регрессии вида $C_1 = a + bC_2$ они определяются из условия:

$$\sum [C_1 - (a + bC_2)]^2 = \min.$$

При этом оказывается далеко не безразлично, какую переменную принимать в качестве аргумента, какую — в качестве функции. Решения получаются разные. Например, для рассмотренной корреляционной зависимости $WO_3 = f(Mo)$ параметры уравнения регрессии $a = 279$, $b = 7,83$, а для корреляционной зависимости $Mo = f(WO_3)$ после соответствующего преобразования уравнения регрессии $Mo = 0,068 WO_3 + 13$ равны $a = 191,2$, $b = 14,71$. Эти прямые показаны на корреляционном поле (см. рис. 9). Они пересекаются под некоторым углом α . Величина, равная косинусу угла α (если поле построено в нормированном масштабе), получила в

теории название коэффициента корреляции r , рассчитываемого по формуле

$$r = \frac{\sum (C_1 - \bar{C}_1)(C_2 - \bar{C}_2)}{n\sigma_1\sigma_2} = \frac{n \sum C_1 C_2 - \sum C_1 \sum C_2}{\sqrt{[n \sum C_1^2 - (\sum C_1)^2][n \sum C_2^2 - (\sum C_2)^2]}}$$

где n — число проб; C — содержания компонентов в пробах; \bar{C} — средние содержания; σ — среднеквадратические отклонения.

Коэффициент корреляции изменяется в пределах от -1 до $+1$. При положительных значениях корреляционная зависимость между двумя свойствами прямая, при отрицательных — обратная. Чем больше его модуль, тем теснее связь. Он служит мерой тесноты связи между коррелируемыми свойствами и мерой рассеяния измерений в поле корреляции.

Как видно, коэффициент корреляции является порождением применяемого при отыскании параметров уравнений регрессии метода наименьших квадратов, а поэтому не имеет никакого отношения к природе рассматриваемых явлений. Вот почему во вводной части главы мы подчеркнули, что все имеющиеся решения по генетической интерпретации статистик теории корреляции получены вопреки этой теории. И чтобы воспользоваться ее достижениями, требуется доказать номинальность рассчитываемой по алгоритму коэффициента корреляции статистики, т. е. найти ее геометрический образ в пространстве объекта исследования.

Рассмотрим проекцию рудного тела на вертикальную или горизонтальную плоскость или одно из сечений рудного тела плоскостью Ω , точки которой обозначим через ω . Предположим, что на Ω задано равномерное распределение точек ω с плотностью $f(\omega)$, где под распределением будем понимать не распределение частот по классам концентраций компонентов, а плотность опробования рудного тела, которая в нашем случае принимается постоянной. Тогда, обозначив площадь проекции или сечения залежи через S_Ω , можно записать:

$$f(\omega) = \begin{cases} \frac{1}{S_\Omega}; & \omega \in \Omega \\ 0; & \omega \notin \Omega \end{cases}$$

так как «вероятность» появления содержаний определенного класса будет зависеть только от площади, ибо

$$\int_{\Omega} f(\omega) d\omega = \frac{1}{S_\Omega} \int_{\Omega} d\omega = 1.$$

Рассмотрим на Ω две величины $\psi_1(\omega)$ и $\psi_2(\omega)$, о которых предположим, что описывающие их изменения поверхности $C_1 = \psi_1(\omega)$ и $C_2 = \psi_2(\omega)$ являются гладкими и пересекаются с перпендикулярами, восстановленными к плоскости проекции или сечения лишь в одной точке.

Как видно, все сделанные допущения не противоречат данным по реальным объектам, которые всегда стремятся изучить по более или менее равномерной сети наблюдений, а изменение функ-

ций регулярных составляющих однозначно и плавно (после выравнивания результатов опробования).

Зафиксируем на Ω некоторую точку ω_0 и рассмотрим квадрат q , центром которого является эта точка. Будем считать, что стороны его параллельны координатным осям. Квадрат берем потому, что такую форму обычно имеет сглаживающее «скользящее» окно.

Что касается параллельности его сторон осям координат, то в выборе системы отсчета мы не ограничены, ибо всегда можем осуществить пересчет одной в другую. Обозначим координаты точек плоскости Ω через x, y и зафиксируем на ней положение квадрата

$$q = \begin{cases} \alpha < x < \beta, \\ \gamma < y < \delta, \end{cases}$$

где $\alpha, \beta, \gamma, \delta$ — координаты вершин квадрата.

Если выбранный квадрат достаточно мал, то функции $\psi_1(\omega)$ и $\psi_2(\omega)$ могут быть с высокой степенью точности аппроксимированы касательными плоскостями к точке ω_0

$$\tilde{C}_1 = a_1x + b_1y + d_1,$$

$$\tilde{C}_2 = a_2x + b_2y + d_2.$$

Тогда, обозначив через $f_q(\omega)$ условную плотность опробования на q

$$f_q(\omega) = \begin{cases} \frac{1}{S_q}; & \omega \in q, \\ 0; & \omega \notin q \end{cases}$$

где S_q — площадь квадрата, мы можем вычислить по известным правилам коэффициент корреляции между $\psi_1(\omega)$ и $\psi_2(\omega)$ вначале для отдельных квадратов, а затем его среднее значение для всей плоскости Ω .

1. Математические ожидания:

$$\begin{aligned} M\tilde{C}_1 &= \int_q \psi_1(\omega_0) f_q(\omega) d\omega = \frac{1}{S_q} \int_{\alpha}^{\beta} \int_{\gamma}^{\delta} (a_1x + b_1y + d_1) dx \cdot dy = \\ &= \frac{1}{S_q} \left[a_1 \frac{\beta^2 - \alpha^2}{2} (\delta - \gamma) + b_1 \frac{\delta^2 - \gamma^2}{2} (\beta - \alpha) + d_1 (\beta - \alpha) (\delta - \gamma) \right] = \\ &= \frac{(\beta - \alpha) (\delta - \gamma)}{S_q} \left[a_1 \frac{\alpha + \beta}{2} + b_1 \frac{\gamma + \delta}{2} + d_1 \right] = a_1x_0 + b_1y_0 + d_1, \end{aligned}$$

где x_0, y_0 — координаты точки ω_0 центра квадрата.

Аналогично $M\tilde{C}_2 = a_2x_0 + b_2y_0 + d_2$.

2. Дисперсии:

$$\begin{aligned} D\tilde{C}_1 &= M[\tilde{C}_1 - M\tilde{C}_1]^2 = \int_q [\psi_1(\omega_0) - M\psi_1(\omega_0)]^2 f_q(\omega) d\omega = \\ &= \frac{1}{S_q} \int_{\alpha}^{\beta} \int_{\gamma}^{\delta} [a_1(x - x_0) + b_1(y - y_0)]^2 dx \cdot dy = \end{aligned}$$

$$= \frac{1}{S_q} \left\{ a_1^2 \left[\frac{(x-x_0)^3}{3} \right]_{\alpha}^{\beta} (\delta - \gamma) + 2a_1 b_1 \left[\frac{(x-x_0)^2}{2} \right]_{\alpha}^{\beta} \left[\frac{(y-y_0)^2}{2} \right]_{\gamma}^{\delta} + \right. \\ \left. + b_1^2 \left[\frac{(y-y_0)^3}{3} \right]_{\gamma}^{\delta} (\beta - \alpha) \right\} = \frac{S_q}{12} (a_1^2 + b_1^2).$$

Аналогично $D\tilde{C}_2 = \frac{S_q}{12} (a_2^2 + b_2^2)$.

3. Корреляционный момент:

$$M[(\tilde{C}_1 - M\tilde{C}_1)(\tilde{C}_2 - M\tilde{C}_2)] = \int_q [\psi_1(\omega_0) - M\psi_1(\omega_0)][\psi_2(\omega_0) - \\ - M\psi_2(\omega_0)] f_q(\omega) d\omega = \frac{1}{S_q} \int_{\alpha}^{\beta} \int_{\gamma}^{\delta} [a_1(x-x_0) + b_1(y-y_0)][a_2(x-x_0) + \\ + b_2(y-y_0)] dx \cdot dy = \frac{S_q}{12} (a_1 a_2 + b_1 b_2).$$

4. Локальный коэффициент корреляции на квадрате:

$$r_q(\omega) = \frac{M[(\tilde{C}_1 - M\tilde{C}_1)(\tilde{C}_2 - M\tilde{C}_2)]}{\sqrt{D\tilde{C}_1 \cdot D\tilde{C}_2}} = \frac{a_1 a_2 + b_1 b_2}{\sqrt{(a_1^2 + b_1^2)(a_2^2 + b_2^2)}}.$$

Учитывая, что $a = \frac{\partial C}{\partial x}$, $b = \frac{\partial C}{\partial y}$, полученное для локального коэффициента корреляции выражение может быть записано в производных

$$r_q(\omega) = \frac{\frac{\partial C_1}{\partial x} \cdot \frac{\partial C_2}{\partial x} + \frac{\partial C_1}{\partial y} \cdot \frac{\partial C_2}{\partial y}}{\sqrt{\left[\left(\frac{\partial C_1}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial C_1}{\partial y} \right)^2 \right] \left[\left(\frac{\partial C_2}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial C_2}{\partial y} \right)^2 \right]}},$$

которое равно выражению на с. 33, если перемножить скалярно единичные векторы числителя: $(\vec{i}_1 \cdot \vec{i}_2) = 1$, $(\vec{i}_1 \cdot \vec{j}_2) = 0$, $(\vec{i}_1 \cdot \vec{j}_2) = 0$, $(\vec{j}_1 \times \vec{i}_2) = 1$.

5. Среднее значение коэффициента корреляции для всей плоскости Ω :

$$Mr_{\Omega} = \int_{\Omega} r_q(\omega) f(\omega) d\omega = \frac{1}{S_{\Omega}} \int_{\Omega} r_q(\omega) d\omega.$$

Последовательно интегрируя, получим

$$r_{\Omega} \approx \frac{1}{S_{\Omega}} \frac{\sum r_q(\omega)}{n} \int_{\Omega} d\omega = \frac{\sum r_q(\omega)}{n} = \cos \varphi.$$

Проиллюстрируем доказанное на примерах геометро-статистической обработки данных опробования Верхнекамского калийного и Сарановского хромитового месторождений.

Рис. 10 дает представление о пространственном распределении хлористого калия, хлористого натрия и брома в сильвинитовом пласте «А» на площади Дурымановского участка Верхнекамского

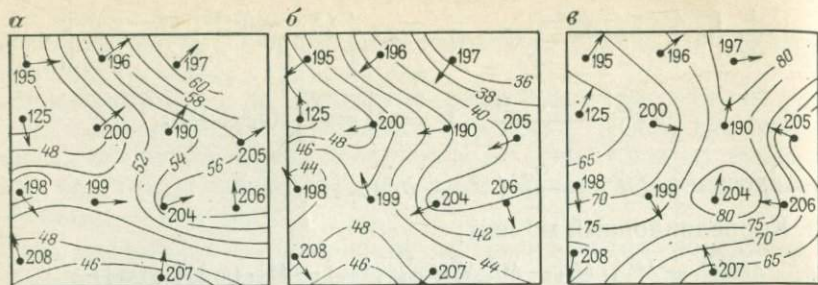


Рис. 10. Геохимические поля хлористого калия (а), хлористого натрия (б) и брома (в) на участке Верхнекамского калийного месторождения (направления градиентов указаны стрелками из точек расположения разведочных скважин).

калийного месторождения. Результаты обработки непосредственных замеров азимутов направлений градиентов сравниваемых полей и данные расчетов оценок номинальных коэффициентов корреляции практически совпадают (табл. 1 и 2). Относительно распределения хлористого калия пространственное распределение брома — конкордантное, хлористого натрия — антикордантное.

Таблица 1

Корреляция содержаний компонентов сильвинитов

Номер скважины	KCl, %	NaCl, %	Br, усл. ед.	KCl ¹	NaCl ²	Br ³	KCl·NaCl	KCl·Br
196	56,57	39,42	72	3 200,16	1 553,94	5 184	2 229,99	4 073,04
197	63,98	33,40	84	4 093,44	1 115,56	7 056	2 136,93	5 374,32
198	52,63	42,09	66	2 769,92	1 771,57	4 356	2 215,20	3 473,58
199	50,32	45,95	70	2 532,10	2 111,40	4 900	2 312,20	3 522,40
200	48,13	48,50	66	2 316,50	2 352,25	4 356	2 334,30	3 176,58
205	57,32	38,36	49	3 285,58	1 471,49	2 401	2 198,80	2 808,68
206	56,22	40,11	72	3 160,69	1 608,81	5 184	2 254,98	4 047,84
207	44,19	44,87	59	1 952,76	2 013,32	3 481	1 982,81	2 607,21
208	46,05	45,58	81	2 120,60	2 077,54	6 561	2 098,96	3 730,05
125	46,02	50,12	63	2 117,84	2 512,01	3 969	2 306,52	2 899,26
190	53,77	42,76	73	2 891,21	1 828,42	6 084	2 299,20	4 194,06
195	47,94	47,81	69	2 298,24	2 285,80	4 761	2 292,01	3 307,86
204	56,57	39,25	84	3 200,16	1 540,56	7 056	2 220,37	4 751,88
Сумма	679,71	558,22	913	35 939,20	24 242,67	65 349	28 882,27	47 966,76
Среднее	52,28	42,94	70	2 766,55	1 864,82	5027	2 221,71	3 689,75

$$r_{\text{KCl-NaCl}} = -0,88;$$

$$r_{\text{KCl-Br}} = +0,46.$$

Оценка согласованности геохимических полей сильвинитов
Верхнекамского месторождения

Номер сква- жины	Азимут градиентов для компо- нентов			Углы φ между градиентами		Значения $\cos \varphi_j$	
	KCl	NaCl	Br	KCl—NaCl	KCl—Br	KCl—NaCl	KCl—Br
195	84	238	31	154	53	-0,90	+0,60
196	58	231	47	173	11	-0,99	+0,98
197	49	220	79	171	30	-0,98	+0,87
125	164	2	31	161	133	-0,95	-0,68
200	51	258	102	153	51	-0,89	+0,63
190	32	263	9	129	23	-0,63	+0,92
205	58	246	304	172	114	-0,99	-0,23
198	142	329	175	173	33	-0,99	+0,84
199	83	340	149	103	66	-0,23	+0,41
204	71	247	52	176	19	-1,00	+0,94
206	359	164	273	165	86	-0,97	+0,10
208	347	144	192	157	155	-0,92	-0,91
207	9	227	345	142	34	-0,79	+0,94
Сумма						-10,24	+5,64
Среднее						-0,86	+0,43

На рис. 11 изображено в изолиниях пространственное распределение трехоксида хрома и окиси кальция на одном из участков Центрального рудного тела Сарановского месторождения, а также даны проекции градиентов сравниваемых геохимических полей. Результаты измерений и расчетов приведены в табл. 3 и 4 и свидетельствуют о том, что непосредственные измерения косинусов углов между градиентами полей и косвенные определения по корреляционным таблицам дают практически одинаковые показатели. Соотношение сравниваемых геохимических полей дискордантно.

Таким образом, при условиях равномерного опробования рудного тела и гомогенности сочетающихся геохимических полей задача оценки их пространственной согласованности на каком-то определенном уровне изменчивости может быть сведена к статистической задаче расчета коэффициента корреляции. При этом выполнение первого условия особых доказательств не требует, так как бессистемное опробование руд считается в геологоразведочном деле браком. Дополнительная содержательная аргументация нужна при обосновании выполнения второго условия — гомогенности геохимических полей, ибо для сочетаний гетерогенных полей $\cos \varphi \neq r$, так как статистика, вычисленная по алгоритму коэффициента корреляции, может служить мерой оценки тесноты связи признаков, состоящих только в линейных зависимостях.

СТАТИСТИЧЕСКАЯ ОБРАБОТКА ДАННЫХ ХИМИЧЕСКОГО ОПРОБОВАНИЯ РУД

Основой для расчета корреляции и регрессий содержаний компонентов в рудах могут служить результаты анализов рядовых и групповых проб, отобранных при разведке или разработке месторождений полезных ископаемых, на которых базируется оценка качества минерального сырья в недрах. Обычно этих данных вполне достаточно, чтобы определять по ним с высокой надежностью все необходимые статистики. Тем не менее, хотелось бы подчеркнуть, что при оценке качества этой информации следует обратить особое внимание, во-первых, на то, как составлены групповые пробы, и, во-вторых — на представительность рядовых проб.

Групповые пробы должны быть составлены с учетом необходимости характеристики

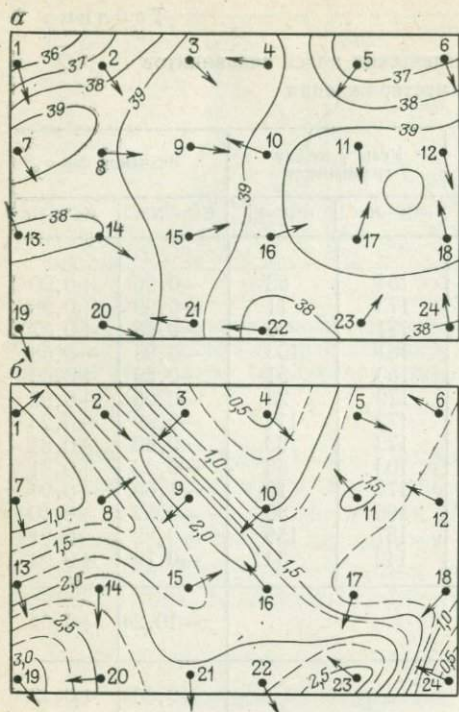


Рис. 11. Геохимические поля трехокси хрома (а) и окиси кальция (б) на участке Сарановского месторождения. Направления градиентов показаны стрелками.

Таблица 3

Корреляция трехокси хрома и окиси кальция
в хромитовых рудах Сарановского месторождения

СаО, %	Cr ₂ O ₃ , %										n _i	
	32,5	33,5	34,5	35,5	36,5	37,5	38,5	39,5	40,5	41,5		42,5
0,25			2	1		1	2	3	3		1	13
0,75		1		1	1	3	4	5	6	2		23
1,25	1	1	1		1	4	4	10	5	2		29
1,75						2	2	5	1	1		9
2,25				1	1	1	2	4				9
2,75	Коеф. корреляции -0,13			1	1	3	2	2				9
3,25						2	1	1				4
3,75						1						1
4,25						1						1
n _j	1	2	3	4	4	16	17	30	15	5	1	98

Оценка согласованности геохимических полей
хромитов Сарановского месторождения

Номер точки	Азимуты градиентов для компонентов		Угол φ_j	$\cos \varphi_j$
	Cr_2O_3	CaO		
1	162	48	114	-0,41
2	144	137	7	+0,99
3	131	225	94	-0,07
4	280	129	151	-0,87
5	217	110	107	-0,29
6	157	297	140	-0,77
7	144	165	21	+0,93
8	92	54	38	+0,79
9	94	226	132	-0,67
10	290	228	62	-0,47
11	176	323	147	-0,84
12	167	294	127	-0,60
13	340	158	178	-1,00
14	121	178	57	+0,54
15	74	62	12	+0,98
16	70	317	113	-0,39
17	19	195	176	-1,00
18	343	225	118	-0,47
19	162	139	23	+0,92
20	110	262	152	-0,88
21	275	174	101	-0,19
22	275	150	125	-0,57
23	38	303	95	-0,09
24	348	296	52	+0,62
Сумма				-3,81
Среднее				$\cos \varphi = -0,16$

всех природных типов руд объекта исследования и равномерности их пространственного распределения на объекте. А представительность рядовых проб должна оцениваться на предмет отсутствия в их совокупности так называемых «ураганных» значений содержаний и возможности совместной обработки результатов анализов, полученных разными способами опробования или исследования проб. Очевидно, обрабатываться совместно могут лишь те данные опробования, совокупности которых характеризуются одинаковыми размерами случайных и отсутствием систематических погрешностей.

Выявление «ураганных» значений содержаний и оценка размеров погрешностей опробования могут быть выполнены также корреляционными методами. Поэтому ознакомление с методиче-

скими приемами расчета корреляционных статистик при обработке геохимической информации приобретает первостепенное значение. В частности, при экспериментальной проверке работоспособности разрабатываемого критерия парагенетического анализа руд и его последующем применении в практике изучения минерального сырья важно знать методические приемы расчета коэффициентов корреляции, определения параметров уравнений линейной регрессии и исследования структур корреляционных полей, общие понятия о которых приведены в предшествующем разделе главы.

Расчет коэффициентов корреляции выполняется по разным схемам в зависимости от количества исходной информации. При количестве проб менее 50 расчет осуществляется напрямую по приведенной ранее формуле. Для этого по обрабатываемой совокупности для каждого компонента суммируются частные значений содержаний, квадраты значений содержаний и произведения значений содержаний, а затем, после подстановки этих сумм в формулу, рассчитывается оценка коэффициента корреляции. Например, приведенные в табл. 1 коэффициенты корреляции между содержаниями компонентов в сильвинитах Верхнекамского месторождения рассчитаны следующим образом:

$$r_{\text{KCl-NaCl}} = \frac{13 \cdot 28882,27 - 679,71 \cdot 558,22}{\sqrt{[13 \cdot 35939,20 - (679,71)^2][13 \cdot 24242,67 - (558,22)^2]}} = 0,88,$$

$$r_{\text{KCl-Br}} = \frac{13 \cdot 47936,76 - 679,71 \cdot 913}{\sqrt{[13 \cdot 35939,20 - (679,71)^2][13 \cdot 5027 - (913)^2]}} = + 0,46.$$

При большом количестве проанализированных проб в совокупности (более 50) расчет оценки коэффициента корреляции по эмпирическим данным напрямую требует довольно значительных затрат времени. Он может быть упрощен, если воспользоваться способами группирования и замены переменных.

Группирование выполняется по классам содержаний, для чего совокупность измерений разбивается по обоим переменным на интервалы, ширина которых ΔC должна быть постоянной величиной для каждого компонента. Число классов иногда рассчитывается по специальной формуле, но чаще всего принимается равным 10—12. Данные группирования выражаются в виде частотных характеристик (n_i, n_j), значения которых в совокупности соответствуют встречаемости содержаний компонентов определенного класса. По данным частотных распределений строится корреляционная таблица (по типу табл. 5), где в отличие от табл. 1 в качестве переменных принимаются не частные значения измерений, а середины интервалов классов группирования.

Принимая середину интервала группирования какого-либо класса за новое начало отсчета (C_0), можно ввести новые переменные:

$$C_1^* = \frac{C_1 - C_{01}}{\Delta C_1}, \quad C_2^* = \frac{C_2 - C_{02}}{\Delta C_2},$$

которые в отличие от исходных являются целыми числами (положительными или отрицательными). Расчет статистик по ним осу-

шествляется по формулам, приведенным в примере (табл. 5), где коррелируются содержания Nb_2O_5 и ZrO_2 по данным опробования пегматитовой жилы Вишневогорского месторождения (пробы с «ураганными» значениями содержаний исключены). При этом следует иметь в виду, что для определения оценок средних содержаний компонентов, дисперсий и параметров уравнений регрессий необходимо осуществить обратный переход от новой к старой системе отсчета. Для определения оценки коэффициента корреляции такой переход не обязателен, потому что старая и новая системы отсчета линейно зависимы.

Нахождение неизвестных параметров уравнений линейной зависимости коррелируемых переменных производится, как уже отмечалось, из условия минимизации сумм квадратов отклонений экспериментальных данных от отыскиваемой прямой $C_1 = a + bC_2$. Обычно минимизируют суммы квадратов отклонений, отсчитываемых по направлениям координатных осей, и получают так называемые уравнения простой среднеквадратической регрессии

$$C_1 = r \frac{\sigma_1}{\sigma_2} (C_2 - \bar{C}_2) + \bar{C}_1 \quad \text{или} \quad C_2 = r \frac{\sigma_2}{\sigma_1} (C_1 - \bar{C}_1) + \bar{C}_2,$$

где C — переменные; σ — оценки среднеквадратических отклонений; \bar{C} — оценки средних содержаний; r — оценка коэффициента корреляции.

Решения эти неоднозначны и, по мнению Ю. В. Линника [23], могут быть улучшены, если отклонения отсчитывать по нормали к отыскиваемой прямой

$$C_1 = b (C_2 - \bar{C}_2) + \bar{C}_1,$$

где $b = \operatorname{tg} \theta$, а $\operatorname{tg} 2\theta = \frac{2r\sigma_1\sigma_2}{\sigma_2^2 - \sigma_1^2}$ (θ — угол отыскиваемой прямой с осью переменной — аргумента).

Вообще говоря, это решение также неоднозначно, но в отличие от предшествующего варианта получаемое уравнение ортогональной среднеквадратической регрессии является большей осью эллипса рассеяния измерений в двумерном поле корреляции. Для рассматриваемого примера (см. табл. 5) это уравнение, как и уравнения простой среднеквадратической регрессии, а также контуры эллипса рассеяния изображены на рис. 12, где пробы, находящиеся вне области, околнуренной эллипсом, рассматриваются как выдающиеся, в том числе «ураганные», и исключаются из дальнейших расчетов (в табл. 5 они отсутствуют).

Эллипс рассеяния как понятие является одной из изолиний функции плотности двумерного распределения измерений в теоретическом поле нормальной корреляции. Структура аппроксимирующей такое поле функции имеет форму брахиантклинали, изолинии которой могут быть вычислены по формуле

$$\frac{1}{1-r^2} \left[\left(\frac{C_1 - \bar{C}_1}{\sigma_1} \right)^2 + \left(\frac{C_2 - \bar{C}_2}{\sigma_2} \right)^2 - \frac{2r}{\sigma_1\sigma_2} (C_1 - \bar{C}_1) (C_2 - \bar{C}_2) \right] = \chi^2,$$

где χ^2 — критерий Пирсона.

Результаты корреляции содержаний Nb_2O_5 и ZrO_2 , усл. ед.

C_2 (Nb_2O_5)	C_1 (ZrO_2)							n_2	C_2^*	$n_2 \cdot C_2^*$	$n_2 \cdot (C_2^*)^2$	$n_{1,2} \cdot C_1^*$	$\Sigma n_{1,2} \cdot C_1^*$	$C_2^* \cdot \Sigma n_{1,2} \cdot C_1^*$
	1	2	3	4	5	6	7							
1		3	2					5	-3	-15	45	+2	2	-6
2	16	7	4	2				29	-2	-58	116	-16+4+4	-8	+16
3	7	8	8	3	2			28	-1	-28	28	-7+8+6+6	13	-13
4	3	5	8	3				19	0	0	0	-3+8+6	11	0
5	3	3	1					7	1	7	7	-3+1	-2	-2
6		7	4	2	3			16	2	32	64	+4+4+9	17	34
7		2	3		1	2		8	3	24	$\frac{3}{w} 72^*$	-2+2+6	6	18
8			1		1			2	4	8	32	+2	2	8
9				1	1	2		5	5	25	125	+1+2+3+8	14	70
10				1	$\frac{2}{w}$		1	4	6	24	144	+1+4+4	9	54
11				1	1			2	7	14	98	+1+2	3	21
12				1			1	2	8	16	128	+1+5	6	48
n_1	31	37	31	16	8	3	1	127		49	859		73	248
C_1^*	-1	0	1	2	3	4	5		$C_{01}=2, C_{02}=4, \Delta C_1=\Delta C_2=1$					
$n_1 \cdot C_1^*$	-31	0	31	32	24	12	5	73	$\bar{C}_1^* = \frac{\Sigma n_1 \cdot C_1^*}{\Sigma n_1} = \frac{73}{127} = 0,57,$					
$n_1 \cdot (C_1^*)^2$	31	0	31	64	72	40	25	271	$\bar{C}_2^* = \frac{49}{127} = 0,38;$					

$$\bar{C}_1 = \Delta C_1 \cdot \bar{C}_1^* + C_{01} = 1 \cdot 0,57 + 2 = 2,57, \bar{C}_2 = 1 \cdot 0,38 + 4 = 4,38;$$

$$(\sigma_1^*)^2 = \frac{\Sigma n_1 \cdot (C_1^*)^2}{\Sigma n_1} - (\bar{C}_1^*)^2 = \frac{271}{127} - 0,32 = 1,81, \text{аналогично } (\sigma_2^*)^2 = 6,62;$$

$$\sigma_1^* = 1,34, \sigma_1 = \Delta C_1 \cdot \sigma_1^* = 1 \cdot 1,34 = 1,34, \text{аналогично } \sigma_2^* = 2,57, \sigma = 2,57;$$

$$r = \frac{\frac{\Sigma C_2^* \cdot \Sigma n_{1,2} \cdot C_1^*}{\Sigma n_{1,2}} - \bar{C}_1^* \cdot \bar{C}_2^*}{\sigma_1^* \cdot \sigma_2^*} = \frac{\frac{248}{127} - 0,57 \cdot 0,38}{1,34 \cdot 2,57} = 0,50.$$

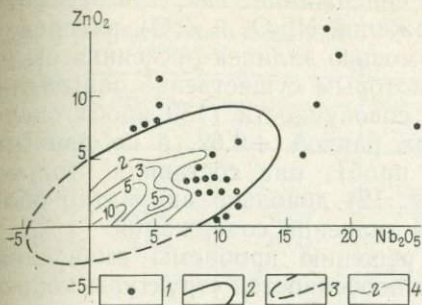


Рис. 12. Корреляционное поле окислов по данным анализов групповых проб.

1 — значения содержаний компонентов в одиночных пробах, 2 — действительная часть эллипса рассеяния, 3 — мнимая часть эллипса рассеяния, 4 — линии изоплотностей распределения проб в корреляционном поле

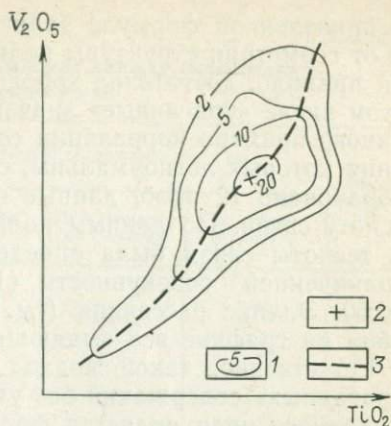


Рис. 13. Структура корреляционного поля содержаний окислов в титаномагнетитовых рудах.

1 — линии изоплотностей двухмерного распределения проб в корреляционном поле, 2 — центр двухмерного распределения, 3 — эмпирическая инвариантная линия регрессии (по М. Н. Альбову и Ю. К. Панову)

В частности, для теоретической модели при условии попадания не менее 95 % всех значений двухмерных распределений в область, околтуренную эллипсом χ^2 , равно 6,0516.

Структуры реальных корреляционных полей содержаний компонентов отличаются от теоретической модели даже в том случае, если статистические распределения коррелируемых переменных хорошо согласуются с нормальным законом. Например, на рис. 13 с помощью изолиний плотностей распределения проб изображена структура корреляционного поля содержаний V_2O_5 и TiO_2 , построенная М. Н. Альбовым и Ю. К. Пановым по данным анализов 3215 проб Качканарского титаномагнетитового месторождения. Приведенные на рисунке кривые весьма отдаленно напоминают систему эллипсов, хотя статистические распределения содержаний компонентов хорошо согласуются с законом Гаусса. Более того, структура корреляционного поля несколько асимметрична относительно центра двухмерного распределения (точки, соответствующей средним содержаниям компонентов).

Асимметричность в строении корреляционных полей особенно резко проявляется, если статистические распределения содержаний компонентов ненормальны. В случае логнормального распределения структура корреляционного поля представляет собой асимметричную относительно периклиналей брахиантиклиналь. А в случае гипергеометрического статистического распределения переменных — асимметричную брахиантиклиналь, у которой отсутствует относительно круто опускающаяся периклиналь. Однако, судя по многочисленным эмпирическим данным, рассчитанные

по приведенной формуле эллипсы рассеяния измерений независимо от геометрии структуры поля корреляции при χ^2 , равном 6,0516, как правило, достаточно хорошо отбраковывают все выдающиеся, в том числе «ураганные» значения содержаний. Так, для рассмотренного примера корреляции содержаний Nb_2O_5 и ZrO_2 , распределения которых логнормальны, с помощью эллипса рассеяния было отбраковано 12 проб, данные по которым существенно завышали тесноту связи. По данным полной совокупности (139 проб) оценка тесноты связи была определена равной +0,62, а по данным ограниченной совокупности (127 проб) она составила только +0,50. Эллипс рассеяния (см. рис. 12) довольно аккуратно обошел на графике все выдающиеся значения содержаний.

Естественно, такой подход к решению проблемы выявления «ураганных» содержаний без учета особенностей структуры корреляционного поля является формальным. Если подходить строго, при статистических распределениях, отличающихся от нормального, следовало бы, пользуясь нелинейными преобразованиями, трансформировать реальное корреляционное поле в поле нормальной корреляции, т. е. решить довольно сложную задачу, которая, как показывает опыт, по сравнению с формальным подходом ничего принципиально нового не дает. Возможно, это обусловлено тем, что нами обрабатывались довольно большие массивы статистических данных, за счет чего достигалась высокая стабильность получения положительных результатов, несмотря на замыкание эллипсов рассеяния в случае правоасимметричных распределений на продолжении плоскости C_1C_2 в мнимую область несуществующих отрицательных содержаний.

Упомянутый опыт получен нами при оценке качества минерального сырья алмазных и золоторудных месторождений Урала, для которых статистические распределения содержаний промышленно ценных компонентов полезных ископаемых всегда резко правоасимметричны. Конечно, не это обстоятельство стало причиной разработки корреляционного метода выявления и учета «ураганных» значений содержаний, а то, что для алмазных месторождений экономическая ценность полезного ископаемого определяется двумя параметрами — содержанием алмазов и весовыми характеристиками их кристаллов, которые следует учитывать одновременно и некоторые находятся в природных объектах в линейной корреляционной зависимости. Существовало мнение, что редко встречающиеся пробы с аномально высокими значениями оценочных параметров могут существенно завышать их средние значения по месторождениям. Однако статистическая обработка материалов разведочного опробования показала, что их завышающее влияние сильно ограничено наличием в совокупности «пустых» проб. Результаты исследований были учтены при утверждении запасов.

Справедливость вывода о возможности применения корреляционного метода выявления и учета «ураганных» содержаний независимо от геометрии статистического распределения подтвержда-

**Результаты статистической обработки данных опробования
по золотоносной жиле**

Блок	Коэффициенты корреляции содержаний Au и As		Средние содержания, усл. ед.			Допустимые отклонения
	Исходные данные	Без выдающихся проб	Исходные данные	Прогнозируемые данные	Данные отработки	
А	0,37	0,52	3,43	3,30	3,50	±0,40
Б	0,28	0,55	3,69	2,10	2,23	±0,14
В	0,48	0,69	3,98	3,35	3,46	±0,35

ется также данными обработки результатов опробования по золоторудной жиле одного из месторождений (табл. 6).

Руды жилы имеют кварц-арсенопиритовый состав. Золото содержится в арсенопирите. Самородное золото практически отсутствует. Содержания металла в блоке А колеблются от 0 до 32 усл. ед. Причем до 14 усл. ед. статистическое распределение не прерывается. В интервал от 0 до 14 усл. ед. находится 187 проб из 190 отобранных. Три пробы с содержаниями 22, 24 и 32 усл. ед. обособлены от основной совокупности. В блоке Б содержания металла достигают 40 усл. ед. Из 141 пробы 139 имеют концентрации до 17 усл. ед. включительно и распределены на интервале 0-17 непрерывно. Две пробы имеют содержания 36 и 39 усл. ед. Аналогичная картина наблюдается в блоке В, где из 239 проб шесть имели аномально высокие содержания металла: 27 усл. ед.— 1 проба, 30 усл. ед.— 1 проба, 31 усл. ед.— 3 пробы и 48 усл. ед.— 1 проба. Непрерывный их статистический ряд заканчивается значением в 21 условную единицу. Аномально высокие содержания золота, за исключением блока А, характерны для пониженных концентраций мышьяка, пространственное и статистическое распределения минерала-носителя которого непрерывное.

Применение в этом случае наиболее распространенных способов выявления и учета проб с выдающимися значениями содержаний (способы ГКЗ и П. Л. Каллистова) не дало положительного результата. Все пробы в блоках следовало считать нормальными, а между тем данные отработки и опробования подготовительных выработок, за исключением блока А, сильно различались: для блока Б — на 35 %, для блока В — на 13 % в сторону завышения. Примененная же методика позволила существенно улучшить прогноз качества минерального сырья, а также надлежащим образом оценить тесноту корреляционных связей компонентов.

Разведка и разработка месторождений полезных ископаемых — производственный процесс, растянутый на десятилетия. За этот период, как правило, изменяются многие технологические приемы опробования полезного ископаемого, что, естественно, не может не

накладывать известные ограничения на статистическую обработку информации. Так, нецелесообразно рассматривать в качестве статистически однородной совокупности данные химического опробования кернов скважин и магнитоферрометрических исследований их стенок на месторождениях скарново-магнетитовых или титаномагнетитовых руд, поскольку в первом случае определяется общее содержание железа, а во втором случае — содержание его только в магнетите. Различия в результатах опробования здесь очевидны, так как ограничены технологическими возможностями применяемых методов исследования минерального сырья. Такие случаи в практике опробования месторождений полезных ископаемых довольно редки. Чаще всего задачу оценки однородности информации по опробованию приходится рассматривать в качестве самостоятельного исследования, имеющего не только научное, но и большое практическое значение. Например, далеко не очевиден факт возможности объединения в однородную совокупность данных химического опробования кернов скважин и бороздowego опробования забоев или стенок горных выработок. Их объединение возможно в том случае, если при бурении скважин отсутствует избирательное разрушение кернов, т. е. не была допущена систематическая ошибка в определении содержаний компонентов, а это надо доказывать путем статистической обработки данных сопряженного опробования.

Пробы называются сопряженными, если они отобраны в одних и тех же пространственных границах объемов или интервалов исследования минерального сырья. Поскольку качество минерального сырья в пространстве объекта исследования изменяется, то есть все основания сопоставлять данные сопряженных измерений путем расчета их регрессий, исключив предварительно из рассматриваемой совокупности выдающиеся значения по описанной выше методике. Однако при решении задачи сопоставления данных сопряженного опробования имеется существенно важное отличие от методики оценки пространственных соотношений геохимических полей с помощью статистик корреляционного анализа. Это отличие определяется тем, что нами еще до эксперимента может быть разработана однозначная корреляционная модель, позволяющая забраковать случаи положительных и отрицательных оценок данных сопряженного опробования в отношении статистической однородности сопоставляемых способов определения содержаний одного и того же компонента в руде.

Два сопоставляемых способа определения содержаний компонента теоретически адекватны, если для любой точки пространства объекта исследования имеет место тождество: $C_2 = C_1$ (здесь C_2 и C_1 — содержания одного и того же компонента, определенные разными способами). Графически это тождество изображается в виде прямой, проведенной из начала отсчета под углом 45° к осям координат. Не абсолютизируя по точности любой из сопоставляемых способов и учитывая неизбежные погрешности, возникающие при отборе, приготовлении и анализе проб, нетрудно перейти от

функциональной (теоретической) к корреляционной (реальной) модели, для которой большая ось эллипса рассеяния должна находиться в пределах допустимых отклонений от теоретической прямой. В этом случае данные разных способов опробования могут рассматриваться как статистически однородная совокупность и обрабатываться совместно. При ином исходе результат неоднозначен.

1. Если данные сопряженного опробования хорошо коррелируются между собой, а эмпирическая линия ортогональной среднеквадратической регрессии выходит за пределы допустимых отклонений от теоретической прямой, фиксируя наличие систематической погрешности, то данные контрольного и контролируемого способов опробования могут использоваться лишь порознь, в качестве самостоятельных статистически однородных совокупностей для расчета коэффициентов корреляции, но не уравнений регрессии.

2. Если данные сопряженного опробования не коррелируются или коррелируются слабо (коэффициент корреляции менее 0,5), то контролируемый способ характеризуется высокими значениями случайных погрешностей. Его данные при расчете статистик должны быть исключены.

Как видно, разработка нового критерия парагенетического анализа руд, основанного на оценке статистических закономерностей пространственных соотношений геохимических полей содержаний компонентов в рудных телах, предъявляет немалые требования к качеству исходной информации, что, кстати, до сих пор серьезно не обсуждено для иных критериев. По нашему мнению, например, причиной разногласий геологов в трактовке многих генетических вопросов образования руд месторождений полезных ископаемых является не столько субъективность оценок, сколько непредставительность штучного опробования. Подтверждением этого может служить сопоставление результатов минераграфического изучения аншлифов меднопорфировых руд месторождения Коунрад с данными сопряженного им химического опробования керна, опубликованные в статье А. А. Глаголева и Я. Д. Готмана [8]. Результаты их исследований приведены нами по типам руд на рис. 14. На основании корреляционной обработки материалов можно утверждать, что вывод авторов статьи об адекватности оптикогеометрических измерений на аншлифах химическому исследованию керновых проб не соответствует действительности (табл. 7).

Рассчитать коэффициенты корреляции, параметры уравнений регрессий и эллипсов рассеяния для одиночных пар коррелируемых переменных при использовании современных микрокалькуляторов не представляет никакой трудности. Решение задачи резко замедляется, когда число коррелируемых переменных m больше трех, так как количество вводов информации и расчетов определяется соотношением: $0,5m(m-1)$. Оно может быть существенно ускорено, если реализовать приведенные вычислительные алгоритмы на ЭВМ. Такая работа была проделана вычислительным цент-

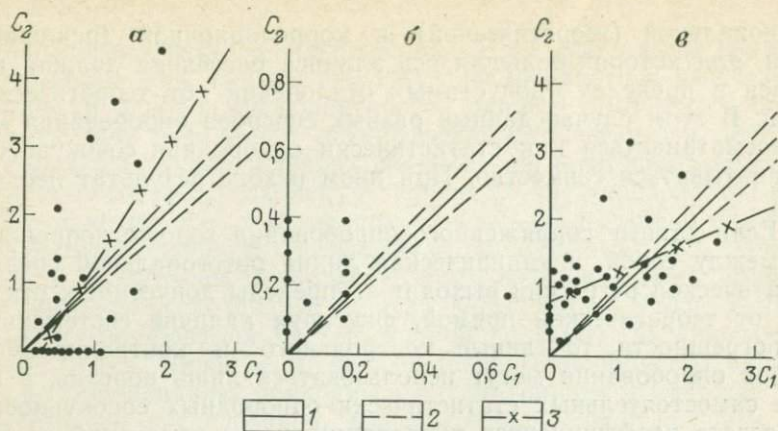


Рис. 14. Сопоставление результатов опробования кернов медных руд в сопряженных интервалах оптикогеометрическим (C_1) и химическим (C_2) способами. *а* — зона окисления, *б* — зона выщелачивания, *в* — зона цементации; 1 — теоретическая прямая корреляционной модели, 2 — допустимые отклонения, 3 — эмпирическая линия регрессии

ром Пермского госуниверситета, где Н. Ф. Ибламиновой и Р. Г. Ибламиновым была составлена программа «Эллипс». Отличительными особенностями этой программы являются:

1) расчет всех статистик одно- и двумерных распределений (средних, дисперсий, коэффициентов вариации, коэффициентов асимметрии, эксцессов, коэффициентов корреляции, параметров уравнений линейной регрессии и эллипсов рассеяния);

2) выявление выдающихся содержаний;

3) распечатка на АЦПУ корреляционных полей;

4) возможность обработки неполнозаданных совокупностей, когда у части составляющих их проб отсутствуют определения содержаний некоторых компонентов.

Привлечение достижений теории корреляции для изучения пространственных соотношений геохимических полей в рудных телах месторождений полезных ископаемых является необходимостью, потому что подавляющее большинство отбираемых при разведке и разработке месторождений проб полезных ископаемых подвер-

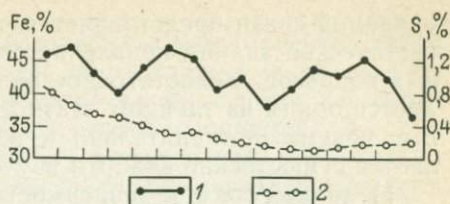
Таблица 7

Результаты корреляции содержаний меди по данным минераграфического изучения аншлифов (C_1) и исследования керновых проб (C_2)

Зона	Количество проб	Коэффициент корреляции	Уравнение регрессии
Окисления	30	0,60	$C_2 = 1,64 C_1 - 0,44$
Выщелачивания	15	0,18	Не коррелируются
Цементации	35	0,47	$C_2 = 0,41 C_1 + 0,80$

Рис. 15. Пространственные соотношения геохимических полей содержаний железа и серы на двух уровнях строения залежи Покровского месторождения.

Графики изменения содержания: 1 — железа, 2 — серы



таются, как правило, либо рациональным, либо сокращенным анализом. Полные анализы делаются только для групповых проб, а это означает, что геометро-статистические модели строения геохимических полей компонентов руд в телах полезных ископаемых могут быть получены лишь для главных компонентов руд, реже для компонентов вредных примесей. Наличие же корреляций главных компонентов руд с компонентами полезных и инертными примесями, определяемыми обычно в групповых пробах, позволяет судить в первом приближении об особенностях строения геохимических полей последних. Осложняющим обстоятельством при этом является возможная инверсия знака пространственных соотношений геохимических полей при переходе от одного уровня изменчивости качества руд к другому. Однако эта инверсия, присущая, как будет показано ниже, сочетаниям гетерогенных геохимических полей зонального строения, может быть однозначно проинтерпретирована при исследовании структур их корреляционных полей, в связи с чем мы ограничимся только иллюстрацией самого факта возможности инверсии. Так, на рис. 15 изображены сечения плоских геохимических полей железа и серы Покровского месторождения, в соотношении которых отчетливо просматриваются конкордантность на первом уровне изменчивости и дискордантность на втором, относительно более высокочастотном уровне.

В итоге, с учетом всего сказанного, нами принимается комплексный метод решения задачи оценки пространственных соотношений геохимических полей. Там, где исходная информация является полной, задача будет решаться методом геометризации; а там, где она представлена загрубленными данными анализов групповых проб, — корреляционным методом, который будет использоваться также для описания с помощью уравнений регрессии закономерностей отношений геохимических полей, сочетающихся в рудных телах. Однако сама по себе оценка пространственных соотношений геохимических полей, хотя и имеет важное значение для решения многих задач прикладной геологии, в свете рассматриваемой проблемы является не целью наших исследований, а лишь средством достижения цели. Цель наших исследований — разработка нового критерия парагенетического анализа, для достижения которой не менее важное значение приобретает вопрос геолого-геохимической интерпретации результатов геометро-статистических обобщений. По этому поводу имеется очень справедливое высказывание А. А. Чупрова, одного из известных специалистов в области теории корреляции: «Правильное истолкование под-

мечаемой связи представляется особенно существенным, когда статистическое знание привлекается к обоснованию жизненно важных вопросов. Недостаточное внимание к этому обстоятельству является одним из злейших статистических преступлений» [48, с. 26]. Вот почему применительно к решаемой проблеме нам представляется существенно важным изучение изменений:

1) знаков $\cos \varphi$ в зависимости от условий возникновения и существования во времени парагенезисов химических элементов, их комплексов или минералов;

2) линейности отношений аппроксимирующих геохимические поля функций в связи с полигенерационной природой концентрации вещества в рудных телах;

3) модулей $\cos \varphi$ в зависимости от дифференциальной подвижности компонентов руд и генетического типа зонального строения рудных тел.

Глава 3.

ПАРАГЕНЕЗИСЫ КОМПОНЕНТОВ РУД И ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ СООТНОШЕНИЯ ГОМОГЕННЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

ПОСТАНОВКА ВОПРОСА

Парагенезисом называется совместно образованная часть геохимической ассоциации компонентов руд месторождения, выделение которой с целью изучения пространственно-временных закономерностей концентрации вещества и реконструкции процесса рудообразования является основной задачей парагенетического анализа. Для решения этой задачи используются весьма разнообразные критерии (структурно-геологические, текстурно-структурные, термобарометрические, геохимические, физико-химические), позволяющие получать обычно качественные характеристики стадийности процесса концентрации вещества, способов минералообразования и изменений во времени изначально возникших парагенезисов [2, 18, 145].

Каждый из критериев обладает определенной разрешающей способностью, известными преимуществами и недостатками. Но все они разработаны в предположении существования в рудах идеальных парагенезисов, образующихся в условиях пространственно-временной устойчивости (стационарности) процесса концентрации вещества. Это предположение не совсем соответствует действительности, потому что руды месторождений полезных ископаемых сложены фактически так называемыми квазипарагенетическими ассоциациями, а сами рудные тела, как правило, характеризуются зо-

нальным строением [19, 38]. Следовательно, для изучения таких стационарно неустойчивых процессов концентрации вещества (динамических процессов) требуется разработка иных критериев выделения парагенезисов (квазипарагенетических ассоциаций).

Динамика процессов концентрации вещества при образовании тел полезных ископаемых и его последующего перераспределения зафиксированы в рудных телах в виде геохимических полей компонентов руд. Однако закономерности их сочетаний в залежах полезных ископаемых могут быть приняты в качестве теоретической основы для разработки нового критерия парагенетического анализа только в случае, если удастся доказать на эмпирическом материале по месторождениям прямую причинную связь типоморфизма пространственных соотношений геохимических полей с существующими в рудах парагенезисами.

Таким образом, сама по себе теоретическая разработка критерия оценки пространственных соотношений геохимических полей еще не дает ответа на вопрос о возможности изучения с его помощью стационарно неустойчивых сложных систем, каковыми в общем случае являются руды месторождений полезных ископаемых. Очевидно также и то, что исследование этого вопроса целесообразно начать с более простых объектов, для которых характерны сочетания гомогенных полей концентрации вещества.

ОБЩИЕ УСЛОВИЯ РУДООБРАЗОВАНИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ СООТНОШЕНИЙ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

В теории рудообразования в качестве важнейших условий возникновения парагенезисов химических элементов и минералов наряду с внешними факторами миграции вещества обычно рассматривают физическое состояние и химический состав рудогенерирующих систем, прерывистость и способы концентрации вещества, а также способы минералообразования. Сочетание этих условий во времени и в пространстве предопределяет как генетическое разнообразие месторождений полезных ископаемых, так и возможность образования в них нескольких парагенезисов [39, 45].

Количество парагенезисов в составе руд каждого месторождения определяется конкретным сочетанием названных условий, регулирующих и обеспечивающих реализацию сложных генетических процессов концентрации вещества. Известны лишь самые общие закономерности их влияния, и поэтому определить число парагенезисов, сочетающихся в рудах того или иного месторождения, априори невозможно. Обычно оно устанавливается эмпирическим путем и, как показывает опыт, численно резко ограничено.

Физическое состояние рудогенерирующих систем определяет генетическую принадлежность месторождения, формы переноса и факторы концентрации вещества. В учении о полезных ископаемых различают следующие основные физические состояния рудогенерирующих систем: магматические расплавы, газовые и водные

(истинные и коллоидные) растворы и механические взвеси. Однако состав парагенезисов в месторождениях определяется не столько физическим состоянием систем и их реакцией на изменение внешних факторов миграции, сколько их химизмом и прерывистостью поступления в структуру рудоотложения. Так, несмотря на явные различия физических состояний рудогенерирующих систем, исследователи постоянно фиксируют парагенезис никеля и кобальта в рудах магматических ликвационных медно-никелевых месторождений, в гидротермальных месторождениях — мышьяк-кобальт-никелевых руд и в экзогенных остаточных месторождениях — силикатных никелевых руд [35].

Химический состав рудогенерирующих систем является одним из наиболее важных условий образования парагенезиса и наиболее изменчивым и наименее изученным фактором. В настоящее время нет достаточных оснований говорить о стандартности составов рудогенерирующих систем даже применительно к рудам генетически и вещественно однородных месторождений. Наоборот, имеющиеся фактические данные позволяют утверждать, что каждый объект и по составу, и по структурно-текстурным особенностям руд вполне индивидуален, хотя и обладает целым рядом общих черт с месторождениями одной и той же формационной принадлежности. Общими чертами являются прежде всего минеральные парагенезисы и их сочетания, а также закономерности внутреннего строения рудных тел. При этом состав парагенезисов может несколько варьировать, но определяющие его компоненты обязательно присутствуют. Например, алмаз и пироп в коренных месторождениях алмазов, ильменит и магнетит в месторождениях титаномагнетитовой формации, гранат и пироксен в рудах скарных месторождений, минералы никеля и меди в рудах ликвационных месторождений, галенит и сфалерит в полиметаллических рудах и др.

Одновременность образования компонентов парагенезиса из одной и той же рудогенерирующей системы (по определению) предполагает, что они, утратив способность к дальнейшей миграции, концентрируются совместно, обогащая одни и те же участки пространства рудного тела. Индивидуальные особенности образующих парагенезис компонентов руд проявляются в том, что границы участков обогащения для разных компонентов состава парагенезиса могут обнаруживать локальные несоответствия. Но общая тенденция в распределении вещества компонентов одного и того же парагенезиса обязательно должна иметь место. В противном случае не только определение этого понятия, но и выделение парагенезиса как такового будет вообще лишено какого-либо основания.

Факт образования парагенезиса и пространственной обогащенности его продуктами одних и тех же участков рудного тела предполагает, что геохимические поля, описывающие пространственные закономерности изменений содержаний входящих в его состав компонентов, должны соотноситься конкордантно. Анти- и дискордантные соотношения геохимических полей для компонентов общего парагенезиса не должны быть характерны, ибо свидетельствуют:

1) в случае антикордантности соотношений о приуроченности максимумов содержаний какого-либо компонента ассоциации к минимумам содержаний другого ее компонента, т. е. факту сохранности миграционной способности одним из них при утрате ее другим;

2) в случае дискордантности соотношений об отсутствии вообще каких-либо закономерностей в относительном пространственном распределении компонентов руд.

Справедливость этих положений при современном состоянии науки может быть проверена эмпирически — путем изучения и оценки пространственных соотношений геохимических полей рудных тел месторождений, парагенезисы компонентов которых установлены прямыми методами. Это можно доказать на примерах магматогенных месторождений — медно-никелевых, титаномагнетитовых, ниобиевых и др. Экзогенные месторождения в этом отношении вряд ли будут показательны, так как взаимоотношения между компонентами в их рудах более сложны. Они определяются как разнообразием форм нахождения компонентов ассоциации, так и выделением, как правило, из неравновесных систем.

Возникновение в руде сочетаний парагенезисов принципиально возможно как за счет эволюции состава одной и той же системы в структуре рудоотложения, так и за счет прерывистого поступления в нее рудогенерирующих систем разных составов.

Изменение состава рудогенерирующих систем путем эволюции предполагает последовательное образование ряда парагенетических ассоциаций химических элементов и минералов. При этом происходит разделение системы на остаточный продукт и концентрат твердой фазы, но чем выше будет заполнение какого-либо элементарного объема концентратом, тем меньше будет в нем остаточного продукта. Отсюда следует, что геохимические поля, возникшие из рудогенерирующих систем, для которых характерна полная (полярная) эволюция, должны соотноситься антикордантно. Проверить справедливость этого заключения можно на примерах месторождений, где имела место дифференциация вещества (кристаллизационная, ликвационная, химическая или механическая).

Описанный процесс концентрации вещества не предполагал химического взаимодействия между концентратом и остаточным продуктом. Однако антикордантное соотношение геохимических полей концентрата и компонентов руд, образованных впоследствии из остаточного продукта, должно сохраниться. Это определяется законом равных объемов, регулирующим процесс замещения. Чем полнее происходит замещение, тем меньше остается замещаемого вещества, тем больше соответственно образуется замещающего вещества. При таком усложненном процессе концентрации вещества фактически образуются последовательно два парагенезиса, содержащих одни и те же компоненты руд. Геохимические поля этих компонентов в рудных телах гетерогенны. Они будут рассматриваться нами в следующей главе на примерах изучения структур корреляционных полей содержаний железа и серы в рудах скарных месторождений Ауэрбахо-Турьинской группы, залегающих на

контакте интрузии кварцевых диоритов с вулканогенно-осадочной толщей.

Процессы концентрации вещества, особенно при образовании магматогенных месторождений, неоднородны. Выделяются этапы и стадии рудообразования. При этом каждой стадии, если в структуре рудоотложения не происходит полной дифференциации вещества, соответствует вполне определенная парагенетическая ассоциация химических элементов или минералов. Она отличается от всех других общностью способов минералообразования, наличием в составе компонентов с близкими геохимическими свойствами, специфическими структурно-текстурными особенностями слагающих его индивидов и пространственной обособленностью.

Очень сложно выявить наличие парагенезисов в рудах, если наблюдается либо частичная дифференциация вещества с образованием зональности в строении рудного тела и характерных квазипарагенетических ассоциаций компонентов, либо полигенерационная природа концентрации одного и того же компонента. В первом случае квазипарагенетическая ассоциация подразделяется на несуществующие парагенезисы, во втором совместно рассматриваются компоненты разных парагенезисов, но в любом из них ретроспективные заключения о сложности и длительности процессов рудообразования нередко искажаются [19].

В данной главе все теоретические положения и экспериментальные данные характеризуют те случаи, когда различия в парагенезисах руд, образованных в ходе прерывистого (стадиального) процесса концентрации вещества, установлены достоверно. Что касается отмеченных возможных осложнений в выделении парагенезисов, то их исследованию специально посвящена следующая глава в которой будет рассмотрено изменение модуля $\cos \varphi$ как показателя зональности внутреннего строения рудного тела и изучены структуры корреляционных полей для руд полигенерационного состава.

Итак, если в пределах каждой стадии образуется парагенезис химических элементов или минералов, то геохимические поля, описывающие изменение их содержаний в пространстве, должны соотноситься конкордантно. Соотношения геохимических полей разных парагенезисов будут определяться способом минералообразования компонентов одного парагенезиса относительно компонентов другого парагенезиса.

Известно два способа минералообразования — метасоматоз и выполнение. Так как при метасоматозе происходит замещение компонентов ранее возникшего парагенезиса, то, как уже отмечалось, соотношение между геохимическими полями компонентов разных парагенезисов в соответствии с законом равных объемов должно быть антикордантным. Проверить это положение принципиально возможно на примерах гидротермальных месторождений, где процессы замещения развиты весьма широко. Тогда в соответствии с методом исключения дискордантность соотношений должна быть характерна для геохимических полей, минеральные ассоциации ко-

торых образованы по способу выполнения. Однако это положение, в отличие от ранее высказанных, менее очевидно и должно быть проверено с особой тщательностью.

Известно, что способ выполнения предполагает концентрацию продуктов наложенной стадии минерализации в трещинах без химического взаимодействия с компонентами предшествующей стадии. Отсутствие соотносительных закономерностей в строении геохимических полей компонентов различных стадий (дискордантность) принципиально возможно, если плотность распределения трещин в рудном теле (количество трещин на 1 м) не подчиняется закономерностям строения геохимических полей, вмещающих наложенную минерализацию. Если такие закономерности имеют место, то соотношение геохимических полей компонентов разных стадий может быть:

— антикордантным, когда увеличение плотности распределения трещин приурочено к участкам с пониженными концентрациями вещества;

— конкордантным, когда увеличение плотности распределения трещин соответствует участкам с повышенными содержаниями компонента.

Вопросу изучения закономерностей образования трещиноватости руд месторождений полезных ископаемых посвящено достаточно большое количество теоретических и прикладных исследований отечественных и зарубежных специалистов. Результаты исследований изложены в многочисленных статьях и монографиях, где описываются системы трещин, приводятся оценки плотности их распределения и характеризуются закономерности их положения относительно главных структурных элементов рудных тел и рудных полей. Но практически отсутствуют обобщения, касающиеся исследований закономерностей распределения и ориентировки трещин относительно структур геохимических полей рудных тел. В описаниях в лучшем случае отмечается лишь качественная связь между трещиноватостью и минерализацией, т. е. приуроченность определенных минеральных ассоциаций к определенным системам трещин [6, 11].

По-видимому, отмеченные закономерности положительной и отрицательной взаимосогласованности полей трещиноватости с геохимическими полями если и имеют место в природе, то настолько слабо проявляют себя, что в процессе структурных исследований, как правило, не фиксируются. Это позволяет считать влияние поля трещиноватости на соотношение геохимических полей рудных тел второстепенным фактором и учитывать его не в общем и целом, а индивидуально, при интерпретации конкретных результатов исследований. В частности, также индивидуального подхода требует решение вопроса интерпретации корреляционных связей и зависимостей между содержаниями компонентов в рудах, если их геохимические поля гетерогенны. При корреляции таких полей возникает эффект, который мы в свое время назвали явлением компенсации зависимостей.

При корреляции гомогенных геохимических полей нет никаких принципиальных различий в интерпретации результатов статистических обобщений в зависимости от того, в каком виде представлены данные анализы проб полезного ископаемого: в виде содержаний химических элементов или в виде содержаний их комплексов или содержаний минералов. Все формы записи исходной информации эквивалентны друг другу, ибо связаны между собой линейными зависимостями, а понятие «парагенезис химических элементов» отождествимо с понятием «парагенезис минералов».

Решение вопроса существенно осложняется, если химический элемент имеет несколько форм нахождения и распределен между минералами, входящими в состав одного парагенезиса, либо, что значительно хуже для последующей интерпретации, между минералами разных парагенезисов. В этом случае, естественно, понятия «парагенезис минералов» и «парагенезис химических элементов» не отождествимы, ибо последние в рудном теле образуют гетерогенные геохимические поля. Например, гетерогенным, как уже отмечалось, является геохимической поле серы в рудах месторождений колчеданно-полиметаллической формации Алтая, где сера входит в состав сульфидов не только одного и того же парагенезиса (галенит, халькопирит, сфалерит), но и разных парагенезисов (пирит). Тем не менее, вопрос о разделении серы между компонентами парагенезиса и генерациями сульфидов, судя по результатам работ К. Ф. Ермолаева [12], решается довольно просто, если проведена геометризация содержаний компонентов руд в пространстве залежи. Так как состав сульфидов более или менее статистически постоянен, то путем умножения полей металлов на пересчетные коэффициенты можно получить геохимические поля сульфидов и изучать их соотношения. При этом сера из рассмотрения вообще может быть исключена.

Решить аналогичную задачу практически невозможно, если геохимические поля компонентов руд гетерогенны, а содержащие их минералы имеют переменный состав. Последнее обстоятельство исключает целесообразность математических преобразований поля одного компонента в поле другого, ибо за счет нелинейности уравнений корреляционной зависимости эти преобразования будут неоднозначны. Причина невозможности разложения гетерогенного поля на гомогенные составляющие путем математических действий с заданными графически функциями определяется явлением компенсации корреляционных зависимостей и может быть проиллюстрирована примером оценки качества огнеупорных хромитовых руд Сарановского месторождения. На этом месторождении такие компоненты, как трехокись хрома и кремнезем, образуют гомогенные геохимические поля, а закись железа — гетерогенное поле, так как она входит в переменных количествах в состав парагенезиса силикатов (хлорита, серпентина) и хромшпинелида (табл. 8). При этом, несмотря на то что массивные руды месторождения на 80 % сложены хромшпинелидом состава $(\text{Fe}, \text{Mg})(\text{Cr}, \text{Al}, \text{Fe})_2\text{O}_4$, линейная зависимость между содержаниями закиси железа и трехокси хро-

Корреляция содержаний закиси железа и трехокси хрома для руд Сарановского месторождения

FeO, %	Cr ₂ O ₃ , %								n
	29	31	33	35	37	39	41	43	
14,5	3	1	1				2		7
15,5	1	2	3	6	15	18	6		51
16,5		4	4	24	16	19	34	7	108
17,5	2	1	14	25	28	33	12	4	119
18,5	2	2	13	30	68	63	37	4	219
19,5	1	1	5	10	36	47	50	5	155
20,5		1		3	15	48	31	1	99
21,5			1	4	10	7	13		35
22,5	r=0			2	1	4	3	2	12
23,5							1		1
n	9	12	41	104	189	239	189	23	806

ма отсутствует, так как в рудах имеет место полная компенсация положительных внутриминеральных связей компонентов отрицательными межминеральными связями.

Теоретически явление компенсации связей объясняется следующим образом. Пусть имеет место двухмерное распределение переменных величин C и C^* , где компонент C образует в рудном теле гомогенное геохимическое поле (соответствует в рассмотренном примере содержанию Cr_2O_3), а компонент C^* — гетерогенное поле, $C^* = C_1^* + C_2^*$ (C_1^* и C_2^* — составляющие гетерогенного поля, соответствующие в рассмотренном примере содержаниям закиси железа: C_1^* — рудного, C_2^* — силикатного). Тогда, рассматривая явление на уровне рудного тела, зависимость между C_1^* и C как компонентами, входящими в общий минерал, должна быть положительной и линейной. Знак зависимости в комбинации C и C_2^* , как было отмечено выше, будет определяться условиями концентрации вещества. В рассматриваемом примере она должна быть отрицательной, так как хромшпинелиды и силикаты образуются путем последовательной кристаллизации расплава [35]. Отсюда, если принять что $C_1^* \approx C_2^*$, то в гетерогенном поле переменных C и C^* должны иметь место соотношения, показанные на модели (рис. 16).

В соответствии с приведенной моделью изометричность двухмерного распределения переменных C и C^* уменьшается относительно частных двухмерных распределений C и C_1^* , C и C_2^* , условно оконтуренных на приведенной схеме эллипсами рассеяния. Известно, что с увеличением относительной изометричности двухмерного распределения оценки тесноты линейных связей уменьшаются, да и полученная зависимость для гетерогенного поля, судя по

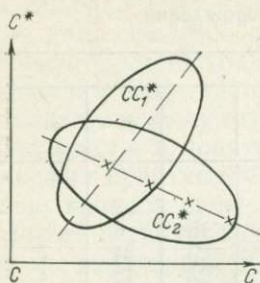


Рис. 16. Теоретическая модель явления компенсации корреляционных связей.

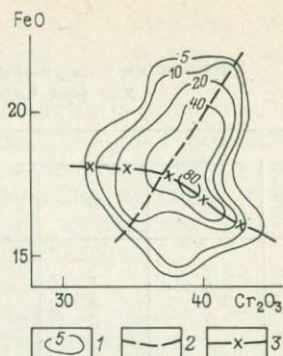


Рис. 17. Структура корреляционного поля окислов для руд Сарановского хромитового месторождения.

1 — изоплотности распределения проб в корреляционном поле, 2—3 — эмпирические инвариантные линии регрессии

модели, нелинейная, а в этом случае коэффициент корреляции вообще может быть равным нулю.

На рис. 17 приведены данные геометризации плотности двухмерного распределения проб по данным табл. 8. Как видно, реальное корреляционное поле по своей внутренней структуре хорошо согласуется с теоретической моделью.

Многообразие форм нахождения химических элементов является не исключением, а правилом, в связи с чем рассмотренный вопрос компенсации связей для интерпретации результатов геостатистических исследований приобретает немаловажное значение. При наличии фазовых анализов решить вопрос было бы довольно просто, но они выполняются спорадически. Поэтому на стадии обоснования $\cos \phi$ как критерия парагенетического анализа руд мы будем стремиться свести его влияние до минимума. Главным образом будут изучаться зависимости компонентов руд, основная масса которых сосредоточена в определенных минералах и которые содержатся в рудах в количествах, пропорциональных содержанию самих минералов-носителей. Эти связи всегда опосредованы (имеется внешняя причина, способствующая их образованию). Они будут называться нами в дальнейшем, в отличие от причинных, в том числе внутриминеральных, связей компонентов руд, парагенетическими, отображающими соотношения квазигомогенных геохимических полей рудных тел.

Квазигомогенность химических полей является естественным состоянием вещества в рудном теле. Она обусловлена не только многообразием форм нахождения химических элементов, но и индивидуальными их особенностями поведения в условиях миграции и концентрации вещества. Поэтому вряд ли возможно получить кон-, анти- и дискордантные соотношения геохимических полей в реальных рудных телах в чистом виде, т. е. с оценками, равными соот-

ветственно +1, — 1 и 0. В реальных рудных телах как соотношения геохимических полей, так и сам парагенезис и их сочетания будут всегда отражать лишь тенденции к образованию гомогенных полей, благодаря чему оценки будут отличаться от теоретически возможных по модулю в меньшую сторону, но сохранять знак, что и принимается нами при описании и анализе результатов исследований по месторождениям полезных ископаемых.

ПАРАГЕНЕЗИСЫ КОМПОНЕНТОВ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И СООТНОШЕНИЯ ИХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Кусинское месторождение представляет собой серию параллельных пластообразных залежей ильменит-магнетитовых массивных руд и зон вкрапленности, залегающих среди пород Кусинско-Копанской интрузии габбро-амфиболитов рифейского возраста. Промышленное значение имели залежи массивных руд № 2 и 3, которые уже полностью выработаны. Длина залежей по простиранию 2500 м, глубина выклинивания 300 м, средняя мощность 3 м, простирание СВ 45—50°, падение на ЮВ под углом 75—85° в приповерхностной части и субгоризонтальное в зоне выклинивания.

По данным И. И. Малышева [25], массивные руды были довольно однообразны по минеральному составу; 90—95 % их объема составляли магнетит (60—65 %) и ильменит (25—35 %), количественные соотношения которых соответствовали эвтектике, т. е. ассоциации минералов, представляющих собой один из немногих примеров образования идеальных парагенезисов. Остальные 5—10 % объема приходилось на долю силикатов и сульфидов. В среднем руды, например, залежи № 2, содержали: железа 52,3 %, окиси титана 14,2 %, кремнезема 3,8 %, глинозема 6,0 %, магнезии 3,8 %, серы 0,1 % и элементы-примеси, не образующие собственных минералов.

Генезис месторождения — позднемагматический. При этом имела место кристаллизационная дифференциация рудного расплава, благодаря чему магматический этап формирования месторождения характеризовался стадийностью процесса с образованием на каждой стадии вполне специфических парагенезисов. На первой стадии — парагенезиса силикатов, представленного в изначальном виде, по-видимому, плагиоклазом и пироксеном, преобразованным впоследствии в хлорит и роговую обманку; на второй стадии — эвтектикой магнетита и ильменита.

В процессе разведки и разработки месторождения при химическом опробовании руд определялись содержания главным образом трех компонентов: общего железа, окиси титана и кремнезема. При этом если содержание в руде окиси титана пропорционально количеству ильменита, то железо и кремнезем распределены между минералами, образуя в рудных телах гетерогенные геохимические поля. Так, железо содержится в магнетите, ильмените, силикатах и входит в состав минералов не только одного и того же, но и разных

парагенезисов. В отличие от железа, кремнезем распределен между минералами одного и того же парагенезиса, и следовательно, его количество пропорционально содержанию суммы силикатов в руде. Поэтому относительно силикатного парагенезиса геохимическое поле кремнезема может рассматриваться как вполне гомогенное, позволяющее оценивать соотношения силикатного парагенезиса в целом с компонентами рудного парагенезиса.

Следовательно, прежде чем изучать соотношения геохимических полей месторождения и сравнивать результаты оценок с геологическими данными о наличии, последовательности и способах образования парагенезисов, требуется оценить саму возможность такого решения на основе изучения соотношений гетерогенного поля железа с гомогенными полями остальных компонентов. Воспользуемся для этого опубликованными в работах И. И. Малышева, П. Г. Пантелеева, А. В. Пэка и Д. С. Штейнберга, Л. И. Кравцова, А. С. Варлакова данными химического опробования и минералогического изучения руд. Результаты корреляции содержаний компонентов приведены в таблицах 9 и 10. Они позволяют констатировать: для месторождений массивных ильменит-магнетитовых руд не имеет принципиального значения, что брать в качестве основы при сопоставлениях — содержания железа или содержания магнетита. Очевидно, преобладающее содержание в руде магнетита и сосредоточенное в нем количество железа, превышающее примерно в 5 раз содержание его в сумме всех остальных минералов, позволяет рассматривать его геохимическое поле как квазигомогенное.

Применительно к решению задачи обоснования $\cos \varphi$ как критерия парагенетического анализа Кусинское месторождение преж-

Таблица 9

Корреляция данных химических анализов проб титаномагнетитовых руд

Fe	TiO ₂							n _i
	9	11	13	15	17	19	21	
32,5	2							2
37,5		1	1					2
42,5	2	4	1		1			8
47,5		4	1	1				6
52,5		3	6	8	4			21
57,5		1	6	3	3		1	16
62,5	r = +0,61					1		1
n _j	4	13	13	12	10	1	1	56

Корреляция данных минераграфических исследований титаномагнетитовых руд

J _{lm}	Mt										n _i
	5	15	25	35	45	55	65	75	85	95	
2	560	57	8								625
6	146	34	11	1					1	1	194
10	26	21	7	1			1	3			59
14	9	5		1		1	1	4			21
18	2	4		2		1	3	1			13
22		1	1	1		4	5				12
26				1	1	5	2				9
30					1						1
34	r = +0,69					2					2
n _j	743	122	27	7	2	13	12	8	1	1	936

де всего представляет интерес в качестве объекта, на котором может быть осуществлена экспериментальная проверка двух гипотез:

— об антикордантности соотношений геохимических полей, если при образовании руд имела место кристаллизационная дифференциация вещества;

— о конкордантности соотношений геохимических полей, если их компоненты принадлежат к одной и той же парагенетической ассоциации.

На рис. 18 представлены результаты геометризации содержаний железа, двуокиси титана и кремнезема для залежи № 3, оценка пространственных соотношений которых выполнена Р. Г. Ибламиновым. Оказалось, что геохимическое поле кремнезема соотносится с геохимическими полями железа и двуокиси титана антикордантно ($\cos \varphi$ равен $-0,92$ и $-0,71$). Соотношение геохимических полей компонентов внутри рудного парагенезиса конкордантно ($\cos \varphi = +0,66$), что экспериментально подтверждает наши предположения.

В габбро-амфиболитах Кусинско-Копанской интрузии разведано несколько месторождений ильменит-магнетитовых и титаномагнетитовых руд. По Копанскому месторождению в монографии И. И. Малышева, П. Г. Пантелеева и А. В. Пэка приведены анализы 72 проб руд, для которых нами вычислены по алгоритму коэф-

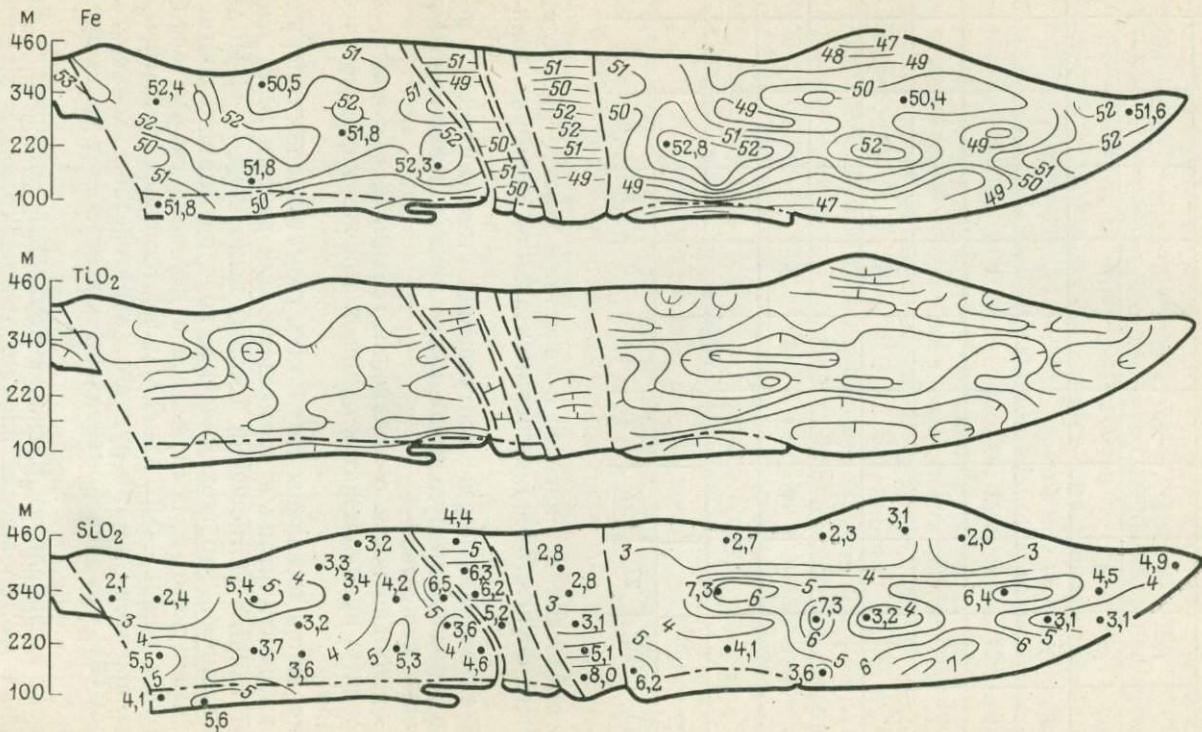


Рис. 18. Графики распределения содержаний компонентов в рудном теле Кусинского месторождения.

фициента корреляции оценки пространственных соотношений геохимических полей железа, двуокиси титана и кремнезема. Установлено, что, как и на Кусинском месторождении, соотношение геохимических полей кремнезема с геохимическими полями железа и двуокиси титана антикордантно (оценки «коэффициента корреляции» равны $-0,74$ и $-0,52$), а геохимических полей железа и двуокиси титана конкордантно ($+0,61$), т. е. в генетически и вещественно однотипных месторождениях соотношения геохимических полей сохраняют свой знак.

Главное Сарановское месторождение хромитовых руд. Сближенные пластообразные залежи массивных хромшпинелидовых руд залегают среди интрузии габбро-перидотитов раннепалеозойского возраста [35]. На месторождении разведано четыре рудных тела, три из которых разрабатываются (Западное, Центральное, Восточное). По падению они прослежены на глубину до 800 м, выклинивания не установлено, падение на восток под углом $75-85^\circ$, тела резко выполаживаются на глубине.

По И. И. Зимину, руды содержат по объему 70—80 % хромшпинелидов, 15—20 % силикатов (хлорит, серпентин), 2—3 % кальцита и более редкие минералы. В среднем руды, например, Центрального рудного тела содержат трехокиси хрома 38,68 %, закиси железа 18,49 %, глинозема 19,28 %, окиси магния 14,39 %, кремнезема 5,11 %, окиси кальция 1,34 %.

Генезис месторождения — позднемагматический. При этом, как и на Кусинском месторождении, имела место кристаллизационная дифференциация рудного расплава, внедрившегося по разломам субмеридионального простирания во вмещающие материнские перидотиты. По данным А. Г. Бетехтина, в первую очередь как избыточная фаза кристаллизовались хромшпинелиды, во вторую — оливин и пироксен, которые затем при процессах автотоморфизма были преобразованы в серпентин и хлорит. Кальцит является продуктом гидротермальной деятельности. Он выделился в трещинах, оперяющих крупные пострудные нарушения, секущие вкрест простирания рудные тела и выполненные дайками габбро, диабазов, порфиритов.

В процессе разведки и разработки месторождения при химическом опробовании руд определялись содержания четырех компонентов: трехокиси хрома, закиси железа, окиси кальция и реже кремнезема. Содержания трех из них (трехокиси хрома, кремнезема и окиси кальция) пропорциональны содержанию минералов в руде: трехокиси хрома — хромшпинелиду, кремнезема — силикатам, окиси кальция — кальциту. Эти компоненты могут быть использованы в целях парагенетического анализа, ибо их поля относительно парагенезисов гомогенны. Что касается закиси железа, то, как уже отмечалось, она образует в рудных телах гетерогенное поле, которое в условиях Сарановского месторождения на гомогенные геохимические поля косвенными методами разделить невозможно и, следовательно, невозможно использовать для решаемой

нами задачи обоснования $\cos \varphi$ как критерия парагенетического анализа.

Учитывая наличие в рудах месторождения трех парагенезисов минералов (хромшпинелидового, силикатного и кальцитового) и различия в условиях их образования (кристаллизационная дифференциация на магматическом этапе, выполнение трещин на гидротермальном этапе), на примере оценки пространственных соотношений геохимических полей трехоксида хрома, кремнезема и окиси кальция в рудных телах Главного Сарановского месторождения могут быть проверены две из сформулированных гипотез:

— об антикордантности соотношений геохимических полей, если имела место кристаллизационная дифференциация вещества;

— о дискордантности соотношений геохимических полей, если имело место образование наложенного парагенезиса по способу выполнения.

Оценка пространственных соотношений геохимических полей трехоксида хрома, кремнезема и окиси кальция в рудных телах месторождения выполнена нами как прямым (через $\cos \varphi$), так и косвенным (через r) методами.

На рис. 19 приведены результаты геометризации содержаний трехоксида хрома и окиси кальция в Центральном рудном теле месторождения. При этом дискордантность соотношений геохимических полей компонентов вполне надежно фиксируется даже при простом визуальном сопоставлении. Структура геохимического поля трехоксида хрома ориентирована субгоризонтально по простиранию залежи, а структура геохимического поля окиси кальция — по ее падению. Выполненные для изображенных на рис. 19 геохимических полей расчеты $\cos \varphi$ подтверждают визуальную оценку ($\cos \varphi = -0,15$).

Выявленные особенности в строении и соотношении геохимических полей трехоксида хрома и окиси кальция находятся в соответствии с закономерностями концентрации компонентов хромшпинелидового и кальцитового парагенезисов.

Концентрация хромшпинелидов обусловлена процессом кристаллизационной дифференциации расплава в трещине среди материнских пород. Выделившееся при этом рудное вещество отличалось по своим плотным характеристикам от остаточного расплава и под воздействием гравитационных сил образовало концентрационную структуру, ориентированную по нормали к градиенту поля силы тяжести. Такая же структура характерна и для геохимических полей железа и окиси титана на Кусинском месторождении (см. рис. 18).

Как уже отмечалось, кальцит имеет гидротермальное происхождение. Проникновение гидротерм происходило вдоль зон пострудных разломов, секущих вкрест простирания рудные тела и выполненных дайками. Кальцит кристаллизовался в трещинах, оперяющих разломы. Отсюда логически следует, что структуры геохимического поля окиси кальция должны быть, как правило, ориентированы и открыты по падению залежей, а его концентрация должна



Рис. 19. Графики распределения содержаний компонентов в рудном теле Главного Сарановского месторождения.

закономерно увеличиваться по мере приближения к дайкам. Первое положение подтверждается результатами геометризации, если принять во внимание, что между маркшейдерскими линиями 45 и 40, 35 и 30, 20 и 15 действительно задокументированы при добыче либо отдельные дайки, либо их скопления. Что касается второго положения, то нами совместно с В. П. Баталовым проведено специальное исследование по оценке закономерностей распределения всех компонентов относительно даек. Было установлено следующее.

1. Содержание окиси кальция закономерно повышается при приближении к дайкам, в зоне влияния которых (40—60 м) оно может превышать даже допустимый кондициями верхний предел.

2. Пострудные дайки при своем внедрении не влияли на перераспределение в руде ни трехоксида хрома, ни кремнезема, и их поля, следовательно, никак не могут быть связаны косвенно с полями окиси кальция.

Как видно, при образовании наложенного парагенезиса относительно ранее выделенного по способу выполнения и отсутствию связи поля трещиноватости с геохимическим полем соотношения гео-

Таблица 11

Корреляция кремнезема и трехоксида хрома в рудах Сарановского месторождения

SiO ₂	Cr ₂ O ₃								n _i
	29	31	33	35	37	39	41	43	
2,5			1	1	9	12	6	2	31
3,5			2	4	24	70	121	19	240
4,5		1	3	11	50	153	112	8	338
5,5	1	1	4	29	88	82	22	3	230
6,5	1	1	6	33	51	22	2		116
7,5		2	12	33	13	3			63
8,5		2	15	9	2		1		29
9,5	1		7	4	1				13
10,5	1	4							5
11,5	6	3	1	1					11
n _j	10	14	51	125	238	342	264	32	1076

химических полей компонентов разных парагенезисов действительно дискордантны.

Согласованность геохимического поля кремнезема с геохимическими полями трехоксида хрома и окиси кальция оценена косвенным методом, так как построить геохимическое поле кремнезема по данным опробования на том же уровне, что и геохимические поля Cr_2O_3 и CaO , не представляется возможным. На кремнеземе проанализировано менее половины проб (1076 из 2171). Результаты корреляции содержаний приведены в таблицах 11 и 12. Они подтверждают, с одной стороны, справедливость гипотезы об антикордантности соотношений геохимических полей, если компоненты образовались в процессе кристаллизационной дифференциации (оценка связи между Cr_2O_3 и SiO_2 — 0,68), с другой — справедливость гипотезы о дискордантности соотношений геохимических полей, если один компонент выделился при наложенном процессе путем выполнения (связь между CaO и SiO_2 практически отсутствует, $r = -0,12$).

Для экспериментальной проверки выдвинутого положения о сохранении знака соотношений геохимических полей в однотипных месторождениях нами оценены соотношения геохимических полей кремнезема и трехоксида хрома еще по целому ряду месторождений Урала и Казахстана (табл. 13). Полученные данные позволяют вновь обратить внимание на то, что в генетически родственных месторождениях соотношения геохимических полей одних и тех же

Таблица 12
Корреляция кремнезема и окиси кальция в рудах Сарановского месторождения

CaO	SiO ₂										n _i
	2,5	3,5	4,5	5,5	6,5	7,5	8,5	9,5	10,5	11,5	
0,5	11	85	130	108	56	28	16	7	4	2	447
1,5	6	67	104	69	34	20	7	5		3	315
2,5	3	23	40	28	11	11	3				119
3,5	4	20	12	9	4	1	2				52
4,5	2	3	7	2	1			1			16
5,5		3	5	4	1		1				14
6,5		1	1								2
7,5							1				1
8,5						1					1
n _j	26	202	299	220	107	61	30	13	4	5	967

Парагенетические связи трехокиси хрома и кремнезема
в рудах хромитовых месторождений Урала и Казахстана

Месторождения	Число проб	Теснота связи	По данным анализов руд
Алапаевское	18	-0,92	П. М. Татарина С. А. Кашина
Верблюжьегорское	32	-0,68	
Алмаз-Жемчужина	—	-0,96	Рудничного опробования
Миллионное	—	-0,93	
Комсомольское	142	-0,89	
XX лет Казахской ССР	—	-0,94	
Геофизическое VI	93	-0,85	

членов минеральной ассоциации руд месторождений сохраняют тот же знак.

Ждановское месторождение медно-никелевых руд состоит из нескольких взаимосвязанных рудных тел пласто-, жило- и линзообразной формы, залегающих в приподошвенной части крупного дислоцированного габбро-перидотитового массива.

Размещение рудных тел в массиве связано с его внутренним строением. От подошвы к кровле интрузии выделяют оруденелые серпентинизированные перидотиты и пироксеновые оливиниты, безрудные серпентинизированные перидотиты, пироксениты и габбро. Между мощностью оруденелых разновидностей пород и мощностью перидотитов имеется прямая зависимость. Кроме того, мощность рудных тел, как и самой интрузии, увеличивается в синклинальных прогибах пород лежащего бока и уменьшается вплоть до полного выклинивания в антиклиналях. Первичные структурные и петрографические особенности контроля оруденения существенно нарушаются в зонах развития разрывных тектонических нарушений [35].

На месторождении выделяются два типа руд: вкрапленные сингенетические в ультраосновных породах и эпигенетические массивные и брекчиевидные, приуроченные к зонам межпластовых тектонических нарушений как в материнских породах, так и подстилающих интрузию филлитах.

Вкрапленные руды имеют ликвационное происхождение, и особенности локализации оруденения определяются процессом гравитационной дифференциации сульфидного и силикатного расплавов. Это находит свое выражение в том, что в синклинальных прогибах подстилающих пород наряду с увеличением мощности рудных тел увеличивается также интенсивность сульфидной вкрапленности, концентрация которой растет к подошве залежи вплоть до образования массивных руд. Для эпигенетических руд подобные зависимости не отмечаются. Их образование связывают с внедрением сконцентрированного рудного расплава в зоны нарушений.

Главнейшими рудными минералами месторождения являются пирротин, пентландит и халькопирит. Во вкрапленных рудах они располагаются в интерстициях между зернами серпентинизированного оливина и пироксена с образованием характерных сидеронитовых структур. В брекчиевидных и массивных рудах сульфиды цементируют, иногда замещают обломки оталькованных серпентинитов, филлитов и туфов, но концентрация их в руде достигает 75—80 %. Соотношение меди и никеля колеблется в среднем для всех типов руд в пределах 1:2—1:3. В качестве примеси в рудах присутствуют кобальт и платиноиды.

Ассоциация сульфидов никеля и меди в рудах ликвационных медно-никелевых месторождений представляет собой также классический пример образования парагенезиса как в сингенетичных вкрапленных, так и эпигенетичных рудах [2].

В нашем распоряжении отсутствуют прямые данные для количественной оценки последствий ликвационной дифференциации первичного расплава на силикатную и рудную составляющие. Однако антикордантность соотношений полей сульфидов и их мощности подтверждается отмеченными закономерностями локализации рудного вещества, ибо насыщенность сульфидами какого-либо элементарного объема рудного тела влечет за собой уменьшение силикатной составляющей.

По данным химического опробования возможно оценить значение конкордантности соотношений гомогенных геохимических полей никеля и меди как компонентов общего парагенезиса. Причем эту оценку возможно выполнить на двух уровнях минерализации рудных тел — для бедных вкрапленных руд и богатых брекчированных и сплошных руд, — что важно для демонстрации независимости типа соотношений от содержания вещества в руде в условиях замкнутой системы, в которой сумма компонентов не может превышать 100 %.

На рис. 20 приведены результаты схематизированной геометризации содержаний никеля и меди в Центральном (вкрапленные руды) и Северном (брекчиевидные и массивные руды) рудных телах, выполненной В. С. Соколовым, для которых, несмотря на различие уровней минерализации рудных тел в несколько десятков раз, геохимические поля компонентов соотносятся конкордантно (таблицы 14, 15).

Такие же соотношения имеют геохимические поля меди и никеля в генетически однотипных месторождениях: Котсельваара (2464 пробы, +0,85, по данным И. С. Гарбера), Норильск I (284 пробы, +0,71), Комкорское (634 пробы, +0,69).

Как видно, и в случае ликвационного генезиса руд конкордантное соотношение геохимических полей характерно для компонентов общего парагенезиса. Причем оно не зависит от уровня минерализации рудных тел и определяется сущностью и направлением генетического процесса концентрации вещества.

Вишневогорское месторождение ниобия представляет собой серию пегматитовых жил и линейных штокверковых зон, залегающих

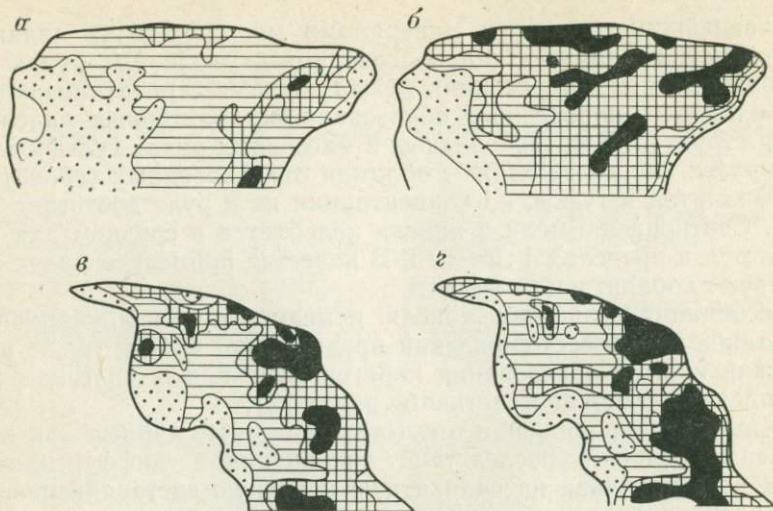


Рис. 20. Геометризация распределения содержаний никеля (а, в) и меди (б, з) в Центральном (а, б) и Северном (в, з) рудных телах (густота штриховки соответствует повышению содержания металлов).

среди миаскитов, биотитовых сиенитов и вмещающих их метаморфических пород (гнейсов, сланцев, амфиболитов, кварцитов, мраморов) ильменогорской свиты доордовикского возраста [13].

По данным А. И. Гинзбурга и Л. Г. Фельдмана [35], месторождение относится к цирконий-ниобиевому типу, концентрация металлов в которых генетически и пространственно связана главным образом с процессами альбитизации, широко проявленными в чистом виде при образовании пегматитовых жил. Для линейных штокверковых зон характерно более широкое развитие гидротермальных процессов, проявляющихся в появлении в общей минерализованной зоне жил и прожилков альбититового, карбонатного, цеолитового и даже кварцевого состава, с которыми связана дополнительная концентрация металлов. Но поскольку опробование при разведке штокверковых зон производится без учета состава прожилков, постольку эти данные не представляют интереса для решения задачи обоснования $\cos \varphi$ как критерия парагенетического анализа.

Пегматитовые жилы более однородны по составу. В их строении выделяется нефелин-микроклиновое ядро, окруженное как бы «чехлом» альбититов — продуктов аутометасоматической переработки пород ядра на периферии жилы (рис. 21). Основная концентрация ниобия и циркония генетически связана с формированием «чехла» альбититов, хотя частично они присутствуют и в нефелин-микроклиновых породах ядра [13].

Главными носителями циркония и ниобия являются циркон и пироклор, геохимические поля которых следует считать квазигомогенными, ибо эти же минералы, хотя и в меньших количествах, присутствуют в ассоциации компонентов собственно пегматитового

Корреляция содержаний меди и никеля (усл. ед.)
в Центральном рудном теле (бедные руды)

Ni	Cu									n _i
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
1	48	65		1						114
2	3	49	20	7	1					80
3	1	5	19	1	2	2				30
4	1	1	1	8	2					13
5				1	1	1				3
6				2	1	1				4
7					1		1	1		3
8	$r = +0,79$					1			1	2
n _j	53	120	40	20	8	5	1	1	1	249

этапа рудообразования. Поскольку парагенезис пирохлора и циркона доказан геохимическими и минералогическими исследованиями, то при изучении соотношения геохимических полей входящих в их состав металлов возможна экспериментальная проверка гипотезы о необходимости конкордантности соотношений геохимических полей компонентов парагенезиса в условиях пегматитового процесса концентрации вещества.

Исследование проведено для жилы № 35, в пределах которой при рудничной разведке было отобрано 450 проб, проанализированных на содержание пятиокиси ниобия. По этим данным было построено в изолиниях содержаний геохимическое поле (рис. 22). Особенности его строения подчеркивают, что выявленная Е. М. Еськовой минералогическая зональность находится в полном соответствии с данными геохимического картирования. При этом, судя по рис. 22, интенсивность процесса автометасоматической альбитизации с глубиной усиливается.

Содержания циркония в виде двуокиси определялись при химическом опробовании жилы № 35 лишь в 139 пробах. По ним, естественно, построить геохимическое поле на том же уровне, что и для Nb₂O₅, невозможно, а поэтому соотношения их полей после исключения из совокупности выдающихся («ураганных») значений содержаний, выявленных по описанной методике (см. главу 2), были оценены косвенным путем (см. табл. 5). Определенное по алгорит-

Корреляция содержаний меди и никеля (усл. ед.)
в Северном рудном теле (богатые руды)

Ni	Cu									n _i
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
1	10	10	1		2		1			24
2	6	18	5	2			1			32
3	1	3	9	9	3	1				26
4			2	5						7
5			6		4	1		1	1	13
6			1		2	5	2			10
7						3		1	1	5
8				1	1		2	2		6
9	r = +0,74					1				1
n _j	17	31	24	17	12	11	6	4	2	124

му коэффициента корреляции значение $\cos \varphi$ равно +0,50, что свидетельствует:

1) о конкордантности соотношений геохимических полей двуокиси циркония и пятиокиси ниобия как членов общего парагенезиса;

2) о довольно резком ослаблении тесноты парагенетических связей компонентов, концентрация которых происходила на протяжении двух последовательно развивающихся стадий единого пегматитового этапа с образованием квазигомогенных геохимических полей и характерной зональности внутрирудного метасоматоза с отношениями их (компонентов) в продуктах разных стадий, равными 1 : 2, 1 : 3.

Ховуаксинское мышьяк-никель-кобальтовое месторождение. Многочисленные жильные тела месторождения залегают среди скарнированных осадочных и вулканогенно-осадочных пород силурийского и раннедевонского возрастов, пласты которых смяты в антиклинальную складку северо-западного простирания.

Рудное поле располагается на западном крыле складки и ее периклинальном замыкании. Восточное крыло складки срезается Северным надвигом. Западное крыло имеет наклонное (около 30°) падение на запад и разбито системой дизъюнктивных нарушений, являющихся рудовмещающими структурами на интервалах их пересечения с пластообразными телами скарнов.

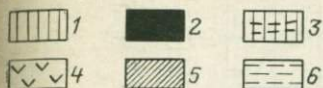
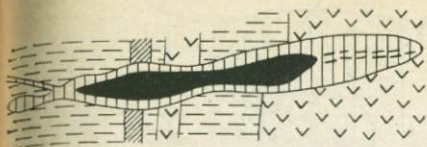


Рис. 21. Схема строения пегматитовой жилы (по Е. М. Еськовой).

1 — альбититы, 2 — нефелин-полевошпатовое ядро, 3 — корунд-полевошпатовая эндоконтактная зона, 4 — фениты, 5 — амфиболиты, 6 — гнейсы

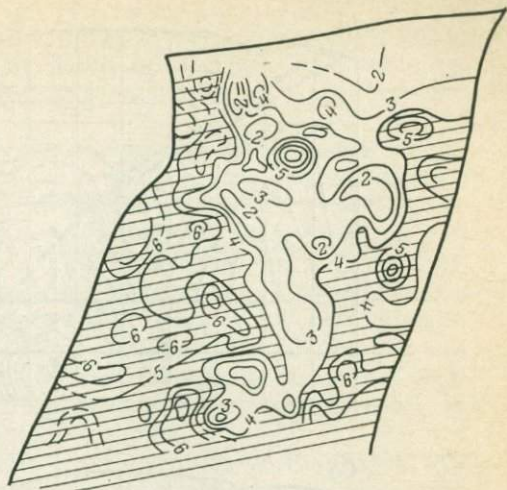


Рис. 22. Распределение пентоксида ниобия в плоскости пегматитовой жилы (в условных единицах).

Руды сложены главным образом арсенидами кобальта и никеля — саффоритом, скуттеродитом, шмальтином, хлоантитом, никелином и раммельсбергитом. Сульфиды встречаются в рудах в качестве примеси и только по периферии рудного поля образуют самостоятельные рудопроявления. Жильными минералами рудных тел являются карбонаты. Оруденение наложено на скарны. Руды сплошные и вкрапленные гидротермального генезиса. Процесс их образования подразделяется на стадии: метасоматической карбонатизации, предшествующей оруденению; арсенидо-никель-кобальтовую и сульфидную, которая на месторождении проявлена весьма слабо [35].

Для месторождения характерно качественное разнообразие арсенидов никеля и кобальта, хотя все они возникли в пределах одной стадии из одной и той же рудогенерирующей системы. Изучение соотношения таких геохимических полей представляет для нас известный интерес, так как их квазигомогенность обусловлена не столько различием форм нахождения элементов, сколько изменением их отношений в пространстве при дифференциации вещества с образованием характерной квазипарагенетической ассоциации.

В нашем распоряжении имелось 120 проб, отобранных при разведке жилы № 31 и проанализированных на содержание никеля и кобальта. По этим данным А. Нигматуллиними были построены продольные вертикальные проекции жилы, на которых приведены результаты геометризации содержаний металлов и их отношений (рис. 23). Анализируя эти данные, можно отметить следующее.

1. В рудном теле имеет место зональность в распределении металлов и типов руд, наиболее отчетливо проявляющая себя на флангах рудного тела.

2. Соотношение геохимических полей металлов конкордантное ($\cos \varphi = +0,59$).

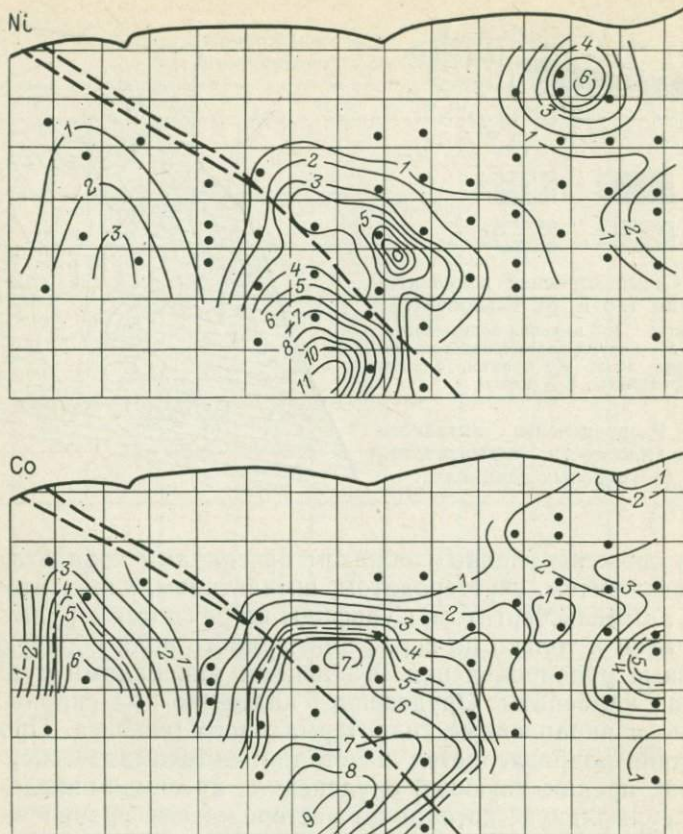


Рис. 23. Результаты геометризации содержаний металлов на вертикальной продольной проекции в жиле № 31 Ховуаксинского месторождения.

3. Причиной ослабления тесноты соотношений является квазигомогенность геохимических полей никеля и кобальта, обусловленная дифференциацией вещества в структуре рудоотложения.

Евстюнинское контактово-метасоматическое месторождение магнетитовых руд. На месторождении выявлено двадцать рудных тел, залегающих среди ксенолита габброидных пород в сенитах Нижнетагильского массива. Основные запасы руд сосредоточены в пластообразной залежи № 1, прослеженной по простиранию на 760 м, по падению на 400 м. Простирание рудного тела СЗ 300—310°, падение на северо-восток под углом 40—50°, склонение на юго-запад [33].

По данным П. Н. Кобзаря, на месторождении развиты главным образом вкрапленные магнетитовые руды в полосчатых пироксен-плагноклазовых породах. Сплошные магнетитовые руды в ассоциации с типичными скарнами отмечены лишь на юго-восточном флан-

ге залежи. В составе руд наряду с магнетитом и небольшим количеством сульфидов присутствуют пироксены ряда диопсид — геденбергит, плагиоклаз основного состава, гранаты и роговые обманки.

Генезис магнетитового оруденения гидротермально-метасоматический. Магнетит замещает пироксен и плагиоклаз. При замещении происходил интенсивный вынос петрогенных компонентов — кремнезема, глинозема и окислов кальция и магния, что является общим для всех контактово-метасоматических месторождений магнетитовых руд. Гранаты и роговые обманки скарнов юго-восточного фланга залежи магнетитового оруденения — более поздние образования, развитые преимущественно по силикатам габброидов, что существенно отличает Евстюнинское месторождение от других аналогичных по генезису месторождений магнетитовых руд, в которых магнетитовое оруденение наложено на скарны.

Изучение взаимосвязей железа и петрогенных компонентов руд Евстюнинского месторождения представляет интерес прежде всего с точки зрения экспериментальной проверки гипотезы о необходимости антикордантности пространственных соотношений геохимических полей, если компоненты наложенного парагенезиса образовались по способу замещения. Для ее проверки по месторождению имеются все необходимые исходные данные: пластообразная залежь № 1 равномерно разведана системой буровых скважин, по всем керновым пробам определены содержания железа, серы и фосфора, а по групповым пробам — содержания железа, кремнезема, глинозема, окиси кальция и окиси магния для бедных вкрапленных ($Fe\ 20\text{--}30\%$), богатых вкрапленных ($Fe\ 30\text{--}45\%$) и богатых сплошных магнетитовых руд ($Fe > 45\%$).

По данным рядовых керновых проб нами произведена геометризация распределения железа в пространстве залежи № 1, а по групповым пробам построены графики и рассчитаны корреляционные зависимости (рис. 24 и 25). Анализ этих материалов позволяет утверждать, что при метасоматическом взаимодействии железосодержащих гидротерм с магматическими силикатами (пироксенами и плагиоклазами) и замещении последних магнетитом пространственные соотношения геохимических полей компонентов разных парагенезисов антикордантны. При этом факт гетерогенности геохимического поля железа, которое кроме магнетита входит в состав пироксенов, гранатов и амфиболов, не оказывает заметного влияния на знак соотношения, потому что может считаться в данном случае квазигомогенным (его концентрация в магнетите в среднем в несколько раз превышает концентрацию в сумме силикатов). Что касается геохимических полей кремнезема, глинозема и окиси кальция, то их суммарные поля для магматического парагенезиса силикатов также можно считать квазигомогенными, так как их скарнирование, по-видимому, происходило в условиях замкнутой системы. Во всяком случае, на приведенных корреляционных графиках зависимостей никаких аномальных отклонений при содержаниях железа более 45 % не наблюдается, чего нельзя сказать в пол-



Рис. 24. Результаты геометризации содержаний железа в залежи № 1 Евстунинского месторождения (вертикальная проекция)

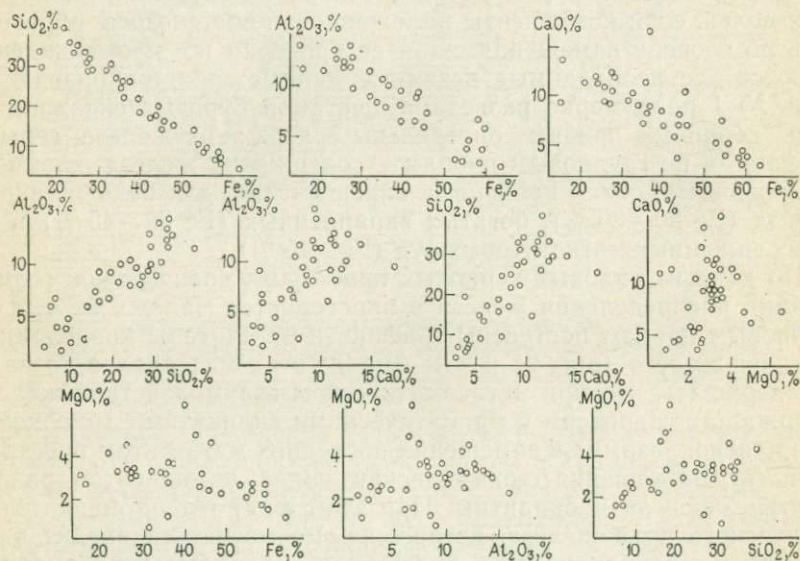


Рис. 25. Корреляционные графики содержаний железа и шлакообразующих окислов в рудах Евстунинского месторождения

ной мере в отношении окиси магния*. В структурах корреляционных полей окиси магния с остальными компонентами изученной ассоциации имеют место аномальные отклонения, хотя генеральная

* На юго-восточном фланге залежи, где развиты гранат-амфиболовые скарны, имеет место резкое обогащение железом с образованием сплошных магнетитовых руд.

тенденция изменения ее геохимического поля относительно поля железа — антикордантность — проявляется вполне отчетливо.

Антикордантность соотношений геохимических полей петрогенных компонентов руд и железа в условиях контактово-метасоматических месторождений была констатирована автором, а также Н. А. Никольским, С. В. Поповым, Ю. К. Пановым, П. И. Райским во всех основных промышленных скарново-магнетитовых месторождениях СССР, что позволяет вновь подтвердить вывод об обусловленности знака соотношений геохимических полей определяющим процессом концентрации вещества (табл. 16).

Верхнекамское месторождение калийных солей представляет собой свиту пластов калийных и калийно-магниевых солей, разделенных пластами каменной соли, которые совместно с вмещающими их породами галогенной формации раннепермского возраста выполняют Соликамскую депрессию Предуральского краевого прогиба. В строении продуктивной части соляной залежи месторождения выделяют две зоны: нижнюю — сильвинитовую и верхнюю — карналлитовую (рис. 26). В пределах сильвинитовой зоны залегают четыре пласта сильвинитов (Красный III, Красный II, Красный I и пласт А), а в карналлитовой зоне — до 13 пластов карналлитовых пород, замещенных нередко так называемыми пестрыми сильвинитами (пласты Б, В, Г, Д...). Промышленное значение имеют пласты Красный II, сдвоенный пласт АБ (если пласт Б сильвинитового состава) и пласт В. Все пласты вскрыты скважинами в «слепо» залегании и распространены на площади до 3500 км² [14].

Таблица 16

**Парагенетические связи компонентов руд
скарново-магнетитовых месторождений СССР**

Месторождения	Число проб	Оценка связей компонентов руд		
		Fe—SiO ₂	FeO—Al ₂ O ₃	SiO ₂ —Al ₂ O ₃
Теченское	25	—0,90	—0,81	+0,81
Покровское	52	—0,90	—0,33	+0,40
Ауэрбаховское	99	—0,96	—0,71	+0,64
Северопесчанское	440	—0,96	—0,93	+0,91
Новопесчанское	373	—0,87	—0,36	+0,46
Высокогорское	100	—0,89	—0,77	+0,95
Гороблагодатское	98	—0,94	—0,97	—
Магнитогорское	176	—0,65	—0,60	+0,75
Соколовское	—	—0,83	—0,70	+0,78
Сарбайское	—	—0,79	—0,97	+0,77
Шерегешевское	45	—0,91	—0,88	—
Темир-Тау	100	—0,84	—	—
Таштагольское	135	—0,93	—0,96	—
Шальмское	132	—0,96	—0,91	—

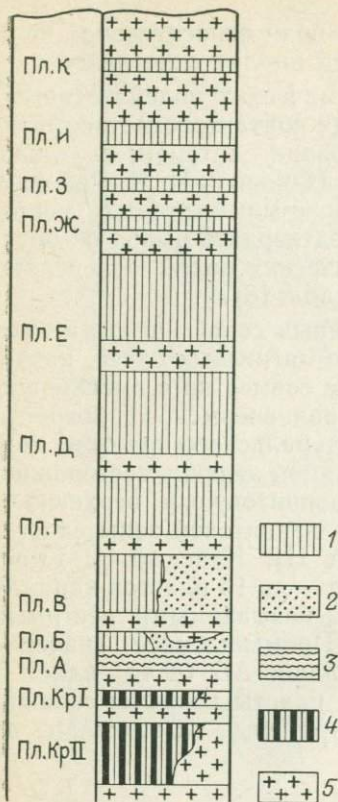


Рис. 26. Стратиграфическая колонка продуктивной зоны Верхнекамского месторождения. По Н. Г. Шешукову.

1 — карналлитовая порода, 2 — пестрый сальвинит, 3 — полосчатый сальвинит, 4 — красный сальвинит, 5 — каменная соль

В плане общей структуры месторождения можно выделить: на юго-востоке зону бортового склона, далее на запад зону субмоноклинального залегания, осложненную системой брахиантиклинальных и брахисинклинальных структур, и на западе зону камской синклинали (рис. 27, а). Названные основные структурные элементы осложнены структурами более высоких порядков. Все структуры месторождения являются постседиментационными.

Вещественный состав сальвинитов и карналлитовых пород довольно однообразен. Соли бессульфатные. Главные породообразующие минералы сальвинитов — галит и сальвин, карналлитовых пород — галит и карналлит. Суммарные их количества в пластах колеблются от 70 до 98 %. Резкое уменьшение этой суммы характерно для сальвинитов и карналлитовых пород, залегающих в структурной зоне бортового склона и прилегающих к ней частях месторождения, где породы обогащены глинистым материалом Ю. Содержание сульфата кальция незначительно и, как правило, не превышает 5 %.

На месторождении описаны три разновидности сальвинитов: красные, полосчатые и пестрые, различающиеся по окраске, текстурно-структурным особенностям и содержанию компонентов, но залегающие всегда в виде

стратиграфических обособленных пластов. Красные и полосчатые сальвиниты имеют слоистую текстуру, обусловленную чередованием прослоев сальвина, галита и глинисто-ангидритовых пород (так называемый годовой цикл садки солей); генезис их осадочный. Пестрые сальвиниты залегают в виде обособлений среди карналлитовых пород и характеризуются как слоистыми, так и массивными текстурами. Вопрос об их генезисе спорный, и мы к его обсуждению обратимся после того, как докажем возможность использования $\cos \phi$ в качестве критерия парагенетического анализа. Текстуры карналлитовых пород слоистые (первичные) и брекчиевидные (вторичные); генезис пород осадочный [14].

Первичные слоистые текстуры, отображающие первичные соотношения минералов и соответствующих геохимических полей, со-

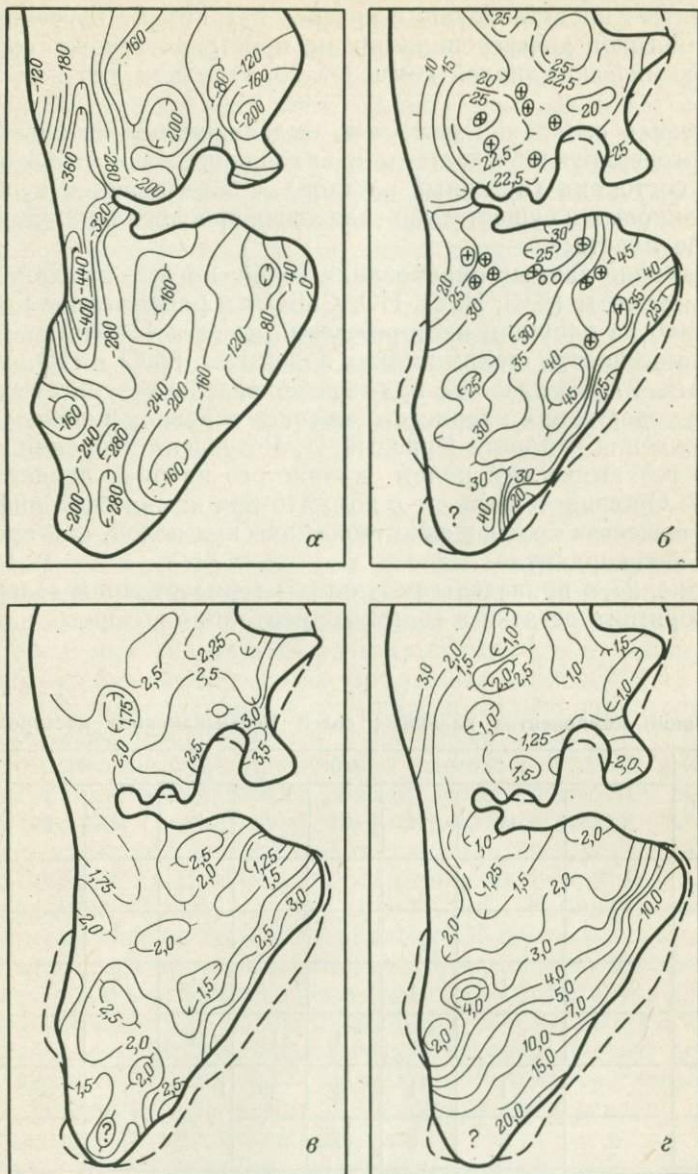


Рис. 27. Результаты geometrизации структуры (*а* — по кровле подстилающей каменной соли) и содержаний компонентов в силвинитах пласта Красный II (*б* — хлористого калия, *в* — нерастворимого остатка, *г* — сульфата кальция)

хранились на месторождении лишь для красных и полосчатых сильвинитов, представляющих интерес как объект изучения влияния химической дифференциации на пространственные соотношения геохимических полей компонентов, так как для них характерны:

1) резкая сепарация вещества, выделившегося из одной и той же рудогенерирующей системы и находившегося в ней в одном и том же состоянии (истинный раствор), с образованием существенно сильвиновых и существенно галитовых прослоев в каждом сезонном слое пласта;

2) наличие данных опробования солей на все породообразующие компоненты (KCl, NaCl, HO, CaSO₄) и равномерное распределение проб на площади месторождения по сети 4×4 км;

3) гомогенность геохимических полей KCl, NaCl и HO.

На рис. 27, б в качестве примера приведены результаты геометризации содержаний хлористого калия в основном рабочем пласте месторождения — пласте Красный II. Результат корреляции этого поля с геохимическим полем хлористого натрия представлен в табл. 17. Он свидетельствует о том, что при химической дифференциации вещества соотношение геохимических полей, как предполагалось, антикорреляционно.

На рис. 27, в приведены результаты геометризации содержаний нерастворимого остатка в солях, концентрация которого, как и для

Таблица 17

Корреляция компонентов калийных солей Верхнекамского месторождения

KCl	NaCl								n ₁
	4 2	48	54	60	66	72	78	84	
8								2	2
14							1		1
20		1	1			12	13		27
26				1	11	12			24
32		1	1	8	9	$r = -0,85$			19
38	2	3	8	11					24
44	1	7	2						10
50	2								2
56	1								1
n ₂	6	12	12	20	20	24	14	2	110

хлористого калия, повышена в зоне бортового склона. Однако в общем поверхность, описывающая изменение содержания нерастворимого остатка, дискордантно аналогичной поверхности хлористого калия, что и следовало ожидать, ибо источники их вещества разные. Кристаллизация хлористого калия происходила из истинных растворов, поступающих в лагуну с севера, а глинистый материал имел эоловое происхождение и привносился с юго-запада.

Дискордантно также соотношение геохимических полей сульфата кальция (рис. 27, *г*) с геохимическими полями хлористого калия и нерастворимого остатка, что является следствием гетерогенности поля CaSO_4 и объясняется тем, что часть сульфата выделилась из истинного раствора, поступающего с севера, а другая его часть доствлялась в виде пелитовой фракции ветром.

Лисаковское месторождение железных руд. Железные руды Лисаковского месторождения залегают среди аллювиальных отложений среднеолигоценного возраста и прослежены бурением на расстоянии свыше 100 км при ширине 2—8 км и мощности рудоносной толщи 25—35 м.

Рудоносные отложения сложены песчано-гравийно-галечным материалом с оолитами гидрогётита и местами сцементированы гидроокислами железа, сидеритом, лептохлоритом и кальцитом. На месторождении разведано четыре залежи — Главная, Степная, Южная и Восточная, — в пределах которых обособляются линзы и пласты железных оолитовых руд гидрогётитового и гидрогётит-сидерит-лептохлоритового состава, представляющие собой те же терригенные породы аллювиальной толщи, но только значительно обогащенные железосодержащими минералами.

Гидрогётитовые руды приурочены главным образом к осадкам русловой фации, а гидрогётит-сидерит-лептохлоритовые образования — к осадкам старичных и озерно-болотных фаций. Основная масса руд имеет гидрогётитовый состав оолитов и генетически связана с песчаными и гравийными отложениями фаций русла.

Содержание железа в рудах 34,0—42,6 %. К балансовым относятся руды с содержанием железа свыше 30 %; на основании этого содержания даны промышленные контуры залежей и рудных тел. Основным носителем железа является гидрогётит, который в виде оолитов размером 0,3—0,6 мм насыщает в переменных количествах кварцевый песок. Другие железистые минералы (гётит, лептохлорит, сидерит, гидрогематит) встречаются в незначительных количествах. Нерудный материал в основном представлен зернами кварца размерности песчаной фракции.

Генезис месторождения аллювиально-осадочный. При этом после образования оолитов железистых минералов имел место процесс механической дифференциации. Залежи полезного ископаемого и отдельные рудные тела образовались там, где имел место значительный вынос терригенных компонентов [35].

Лисаковское месторождение детально разведано системой буровых скважин. При разведке по каждой скважине поинтервально отбирались пробы и анализировались на содержание железа, серы и

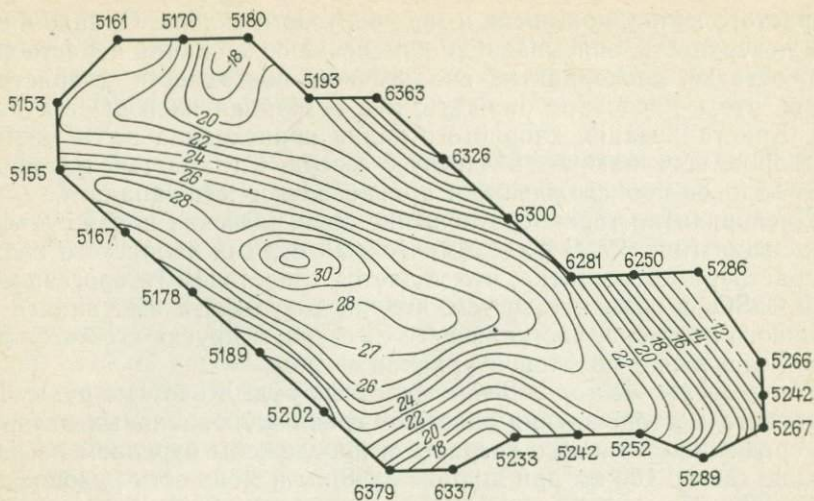


Рис. 28. Результаты геометризации содержаний железа в рудном теле Восточной залежи

фосфора. Кроме того, до 10 % всех проб, взятых по скважинам на рудных интервалах, подвергались полному анализу на FeO , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , SiO_2 , TiO_2 и др. Распределение групповых проб на площади рудных тел достаточно равномерное.

Относительно решаемой задачи обоснования $\cos \varphi$ как критерия парагенетического анализа Лисаковское месторождение представляет интерес в качестве объекта, на котором может быть проверена гипотеза об антикордантности соотношений геохимических полей в условиях механической дифференциации вещества: оолитов железистых минералов и терригенного материала. Этому благоприятствуют, во-первых, резкая выраженность дифференциации вещества вплоть до образования железных руд, во-вторых, хорошая химическая изученность руд месторождения и, в-третьих, сосредоточение основных компонентов руд как продуктов дифференциации в разных минералах (железа — в оолитах гидрогетита, кремнезема — в терригенном материале).

На рис. 28 приведены результаты геометризации содержаний железа для рудоносной толщи северо-западного рудного тела Восточной залежи, вскрытого более чем 350 скважинами, без подразделения ее на балансовые и забалансовые руды. Они позволяют отметить, что выявленная для рудоносной толщи в целом структура геохимического поля имеет простую форму, характерную для линзообразных рудных тел.

На рис. 29 помещены результаты корреляции содержаний кремнезема и пропорционального количеству железа содержания Fe_2O_3 по данным полных анализов 59 групповых проб, отобранных Лисаковской ГРП при разведке рудного тела. Результаты корреляции позволяют констатировать, что зависимость между содержаниями

компонентов, различная концентрация которых в рудном теле обусловлена механической дифференциацией вещества, отрицательная линейная. Вычисленная по алгоритму коэффициента корреляции оценка пространственной согласованности полей Fe_2O_3 и SiO_2 достаточно высокая по модулю ($-0,90$), чтобы утверждать, что геохимические поля компонентов руд в случае процесса механической дифференциации образуют антикорреляционные соотношения.

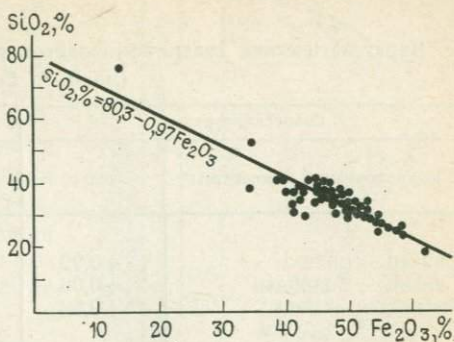


Рис. 29. Корреляционный график содержания компонентов в рудном теле Восточной залежи

Примеры отдельных месторождений и их генетически и вещественно однородных групп позволяют однозначно говорить о том, что априорное заключение о зависимости типоморфизма пространственных соотношений геохимических полей от последовательности развития генетических процессов и способов минералообразования достаточно хорошо согласуется с установленными эмпирическими фактами. Поэтому, казалось бы, вопрос проверки $\cos \varphi$ на предмет удовлетворения первому из предъявляемых к критерию парагенетического анализа требований можно было бы считать решенным, если бы не был общеизвестен факт изменения во времени изначально возникших парагенезисов.

Известно, что парагенезисы компонентов руд месторождений возникают, развиваются и исчезают. Тогда, учитывая доказанную зависимость типоморфизма соотношений геохимических полей от условий образования парагенезисов, логически следует, что соотношения геохимических полей месторождений полезных ископаемых во времени также должны изменяться в соответствии с возможностью появления новых парагенезисов в ходе развития генетических процессов на объектах.

Наиболее контрастные изменения в составе изначально возникших парагенезисов руд месторождений полезных ископаемых происходят в зонах окисления, и для того чтобы продемонстрировать способность $\cos \varphi$ реагировать на них, имеет смысл рассмотреть еще два примера месторождений, на которых изучены и оценены пространственные соотношения геохимических полей первичных и окисленных руд.

В табл. 18 приведены результаты корреляций содержаний молибдена, свинца, цинка и меди для первичных (92 пробы) и окисленных (36 проб) руд Шахтаминского месторождения.

В первичных рудах Шахтаминского месторождения путем прямых минераграфических исследований установлено наличие двух

Парагенетические связи компонентов руд Шахтаминского месторождения
(по В. А. Гоганову)

Гипогенные руды		Гипергенные руды	
Коррелируемые компоненты	cos φ	Коррелируемые компоненты	cos φ
Свинец — цинк	+0,92	Свинец — цинк	-0,27
Свинец — молибден	+0,06	Молибден — цинк	+0,60
Молибден — медь	+0,58	Молибден — медь	+0,78

сульфидных парагенезисов: молибденит-халькопиритового и галенит-сфалеритового [43]. Этим данным не противоречат результаты статистических исследований, приведенные в табл. 18, согласно которым в гипогенных рудах по наличию довольно тесных положительных парагенетических связей внутри групп молибден — медь и свинец — цинк и отсутствию их между элементами групп можно также говорить о присутствии в рудах двух независимых парагенезисов, образованных относительно друг друга по способу выполнения.

В рудах зоны окисления парагенетические связи между молибденом и медью сохраняют свой знак и тесноту, тогда как парагенетические связи между свинцом и цинком резко изменяются и в количественном (по модулю), и качественном (по знаку) отношениях, что обусловлено принципиальными различиями поведения содержащих их сульфидов в зоне окисления. Продукты разрушения молибденита, халькопирита и сфалерита в зоне окисления образуют закономерные сочетания кислородных соединений молибдена, меди и цинка, соответствующие образованию нового парагенезиса, тогда как галенит, будучи защищенным коркой англезита и церусита, поставляет свинец для образования нового парагенезиса в весьма ограниченном количестве и испытывает в большей мере тенденцию к сохранению изначального распределения в пространстве рудного тела.

Приведенный пример свидетельствует о том, что $\cos \varphi$ реагирует на изменения в составе парагенезисов, если изучаемая система руда — внешняя окисляющая среда является открытой в физико-химическом смысле этого понятия. Еще более показателен в этом отношении пример Высокогорского скарново-магнетитового месторождения, для которого нами оценены результаты перестройки геохимических полей окиси железа, глинозема и кремнезема, довольно устойчивых к агентам выветривания и слабо мигрирующих в зоне окисления, для трех разностей руд — магнетитовых, марититовых и лимонитовых.

В первичных магнетитовых рудах окись железа почти полностью входит в состав магнетита, а глинозем и кремнезем — в состав

скарновых минералов (граната, пироксена, эпидота). Антикордантность соотношений поля окиси железа с полями кремнезема и глинозема, так же как и конкордантность соотношений полей кремнезема и глинозема в первичных рудах, была констатирована нами ранее (см. табл. 16). Однако установленные для первичных руд Высокогорского месторождения парагенетические связи названных компонентов в соответствии с изменением вещественного состава при окислении претерпевают существенные изменения, представление о которых дает диаграмма на рис. 30.

Изменение вещественного состава руд выражается в том, что при окислении магнетит превращается сначала в мартит, а затем в лимонит, а силикаты — в минералы группы глин и частично в гидроокислы железа [33]. Диаграмма свидетельствует о том, что в соответствии с изменением минерального состава и пространственной перегруппировкой вещества изменяются и соотношения геохимических полей компонентов. Причем если парагенетические связи кремнезема с окисью железа и глиноземом изменяются только количественно (по модулю), то связь глинозема с окисью железа претерпевает также и качественные изменения (изменяет знак). В окисленных рудах соотношения геохимических полей окиси железа и глинозема становятся конкордантными, что вообще характерно для процессов выветривания гумидных зон [44].

Сохранность антикордантности соотношений геохимических полей кремнезема и окиси железа в окисленных рудах определяется, по-видимому, известной из эмпирических данных последовательно выделения этих компонентов из растворов. Что же касается сохранности знака соотношений геохимических полей кремнезема и глинозема в окисленных рудах, то она обусловлена тем, что эти компоненты входят в состав вновь образованной квазипарагенетической ассоциации глинистых минералов.

Таким образом, типоморфизм соотношений геохимических полей рудных тел месторождений полезных ископаемых действительно определяется составом рудогенерирующих систем, способами концентрации вещества и способами минералообразования. При этом конкордантному соотношению геохимических полей соответствует наличие в руде компонентов одного и того же парагенезиса, а анти- и дискордантному соотношениям — присутствие компонентов разных парагенезисов. Антикордантность соотноше-

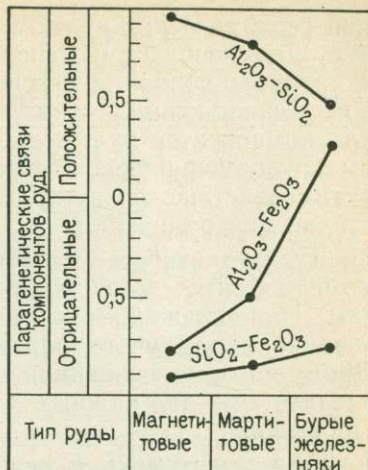


Рис. 30. Диаграмма изменения тесноты корреляционных связей содержаний компонентов в рудах Высокогорского месторождения

ний геохимических полей характерна, во-первых, для компонентов руд, выделившихся из одной и той же рудогенерирующей системы в процессе полной дифференциации вещества (кристаллизационной, ликвационной, химической или механической), во-вторых, для компонентов руд, концентрация которых происходила из разных рудогенерирующих систем, но имело место метасоматическое взаимодействие между продуктами предшествующей и наложенной стадий минерализации.

Дискордантность соотношений геохимических полей, если она не является следствием их гетерогенности, свойственна компонентам, принадлежащим к разным парагенезисам, и минералообразование наложенного парагенезиса шло по способу выполнения. Кроме того, на основании выполненного исследования мы можем сделать еще два важных для решения задач генетической геологии выводы:

1) в генетически и вещественно однородных месторождениях соотношения геохимических полей одних и тех же компонентов сохраняют знак и изменяются по модулю в довольно ограниченных пределах;

2) для гомогенных геохимических полей характерны достаточно высокие по модулю оценки тесноты парагенетических связей компонентов, что косвенно доказывает наличие между ними линейных отношений, что, в свою очередь, позволяет изучить гетерогенные геохимические поля руд полигенерационного состава и рудные тела зонального строения, представив их в виде комбинации линейных отношений, подобно тому как это было сделано ранее при исследовании явления компенсации парагенетических связей.

Глава 4.

ПОЛИГЕНЕРАЦИОННОСТЬ СОСТАВА РУД,

ЗОНАЛЬНОСТЬ СТРОЕНИЯ РУДНЫХ ТЕЛ

И СООТНОШЕНИЯ ГЕТЕРОГЕННЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

ПОСТАНОВКА ВОПРОСА

Решение основной задачи парагенетического анализа значительно осложняется, если руды месторождений имеют полигенерационный состав, а рудные тела в ходе развития генетических процессов приобретают зональное строение. Особые трудности при расчленении ассоциации компонентов руд на парагенезисы возникают в тех случаях, когда образованные на различных стадиях концентрации вещества совокупности компонентов имеют один и тот же минеральный состав, а зональность строения рудных тел является следствием закономерного изменения интенсивности их вза-

имной пространственной насыщенности. Сложность решения задачи состоит в том, что для руд полигенерационного состава и рудных тел зонального строения понятие «парагенезис» применимо только к части скопления одного и того же компонента, другая его часть входит в состав иного парагенезиса или квазипарагенетической ассоциации. Геохимические поля таких компонентов гетерогенны, а поэтому возникает вопрос: возможно ли на основании изучения пространственных соотношений гетерогенных геохимических полей выявить наличие в рудах отдельных генераций компонентов и оценить зональность их распределения в рудном теле?

Теоретически решение вопроса на основе изучения закономерностей пространственных соотношений геохимических полей допустимо, если предположить:

1) возможность описания закономерностей отношений гомогенных геохимических полей с помощью линейных функций, а гетерогенных — с помощью их комбинаций;

2) необходимость изменения модуля $\cos \varphi$ в рудных телах зонального строения и линейность отношений геохимических полей в рудах одного генетического типа.

Основанием для предположений могут служить результаты теоретического моделирования явления компенсации парагенетических связей компонентов и приведенные экспериментальные данные по Сарановскому, Вишневогорскому и Ховуаксинскому месторождениям, а также опубликованные материалы по изучению корреляции содержаний компонентов в статьях [5, 9, 10].

Практическое решение вопроса оценки полигенерационности состава руд в методологическом отношении сводится к разработке ряда моделей структур корреляционных полей как комбинации линейных отношений содержаний компонентов с учетом состава рудогенерирующих систем на каждой стадии и способов минералообразования и последующей их проверке на природных объектах. Значительный интерес прежде всего представляет разработка и изучение двух теоретических моделей:

1) модели, учитывающей возможность образования в рудах двух вещественно однородных парагенезисов;

2) модели, учитывающей возможность образования в рудах двух генераций одного компонента и одной генерации другого компонента и характеризующейся различиями в структуре корреляционного поля в зависимости от способа минералообразования.

Что касается оценки зонального строения геохимических полей, то, если рассматривать его строение как результат относительного смещения в пространстве залежи поля одного компонента относительно поля другого компонента, решение вопроса сводится к разделению рудного тела на части, изучению соотношений полей на локальных участках и исследованию закономерностей изменения оценок локальных соотношений в зависимости от координат пространства и содержаний компонентов.

ПОЛИГЕНЕРАЦИОННОСТЬ СОСТАВА РУД И СТРУКТУРЫ КОРРЕЛЯЦИОННЫХ ПОЛЕЙ

Установленное С. С. Смирновым пульсационное развитие эндогенных процессов рудообразования предполагает не только качественное, но и количественное изменения отношений компонентов в отдельных генерациях постмагматических растворов. Сочетание в пространстве различных парагенезисов компонентов должно неизбежно вызывать при прочих равных условиях усложнение закономерностей пространственного распределения тех из них, которые участвовали в процессе рудообразования неоднократно. Но так как пространственные и статистические распределения соотносятся между собой как причина и следствие, то любая неоднородность в пространственных закономерностях должна так или иначе проявлять себя в статистическом распределении, математическое описание которого может быть представлено с помощью сложных композитивных кривых или поверхностей распределения.

В частности, для одномерных кривых распределения это находит свое выражение в появлении нескольких (чаще всего двух) максимумов значений частот встречаемостей содержаний. Эта особенность, отмеченная В. К. Котульским и Н. Н. Куреком [22], может быть подтверждена рядом фактов (рис. 31).

Кривая (рис. 31, *a*) построена по материалам разведки Такобского месторождения (Таджикистан) и характеризует распределение флюорита, наличие двух генераций которого доказывается на основании существования сложной брекчии, представляющей собой продукт цементации обломков флюорита флюоритовым же цементом.

Кривая на рис. 31, *б* характеризует состав железных руд Кутимского месторождения, где первый от начала отсчета максимум распределения закиси железа соответствует первичным гематитовым разностям руд, второй — вторичным мушкетовитовым разностям.

Кривая на рис. 31, *в* дает наглядное представление о распределении молибдена в рудах Шахтаминского месторождения (Забайкалье), для которого две вершины кривой соответствуют первичным и окисленным разностям, т. е. также фиксируют факт присутствия двух парагенезисов.

Кривая на рис. 31, *г* построена по данным разведки Николаевского месторождения (нижнее течение р. Амур) железа осадочного генезиса. Здесь два максимума кривой распределения железа отвечают как бы двум генерациям — наличию в рудном теле песчано-конгломератовых (обломочных) и сидеритовых (хемогенных) руд.

Приведенные примеры подтверждают вывод В. К. Котульского и Н. Н. Курека о том, что разновозрастные образования при пространственном сочетании и для эндогенных, и для экзогенных месторождений выявляются с помощью кривых распределения.

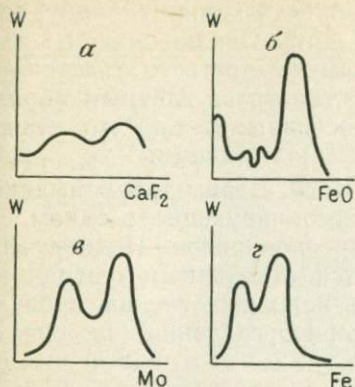


Рис. 31. Двумодальные кривые распределения содержаний компонентов в рудных телах Такобского (а), Кутимского (б), Шахтаминского (в) и Николаевского (г) месторождений

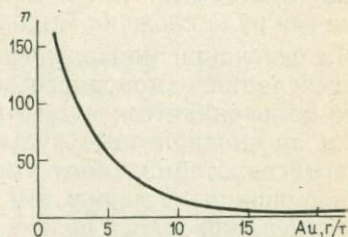


Рис. 32. Кривая распределения золота в рудах скарнового месторождения

Однако четкое разграничение отдельных генераций по кривым распределения возможно не всегда. При близких значениях концентраций композиция частных кривых распределения чаще выражается лишь в увеличении дисперсии суммарного распределения и смещении среднего значения комpositивной кривой в интервал между сближенными частными модами. Так, Д. А. Родионов [34] доказал, что при логнормальном распределении элементов в минералах комpositивные кривые для породы в целом приближаются по виду к нормальным кривым. В. И. Шаратов и С. С. Лапин подчеркивают, что два максимума практически уже невозможно различить, если разница между модальными значениями меньше двух среднеквадратических отклонений.

На рис. 32 приведена кривая распределения золота в рудах одного из золоторудных месторождений. Золотое оруденение приурочено к зоне скарнирования, возникшей на контакте известняков силурийского возраста и позднепалеозойских гранодиоритов. Наклонно залегающая залежь этого месторождения по падению условно может быть разделена на три участка. Самый верхний из них, обнажающийся на поверхности, содержит значительное количество ассоциирующих с первичными минералами (арсенопиритом, халькопиритом, блеклыми рудами, пиритом и др.) вторичных минералов (скородитом, малахитом, азурином, гидроокислами железа и др.). Руды зоны выходов являются измененными и не представляют для нас особого интереса.

Руды второго участка залегают на значительной глубине. Они в основной своей массе сложены первичными сульфидами и сульфосарсенидами железа и меди, в парагенезисе с которыми констатировано самородное золото. Тип золото-сульфидного оруденения прожилково-вкрапленный в скарнах диопсид-геденбергитового

состава. Состав руд — полисульфидный (халькопирит, пирит, арсенипирит, леллингит, блеклые руды и др.). Однако вниз по падению на глубине около 250—300 м (руды третьего участка) их состав существенно изменяется. Они становятся главным образом арсенипиритовыми, а по текстуре массивными, так что нередко почти вся руда сложена мышьяковистым колчеданом.

На основании минераграфии руд В. Ф. Чернышевым выделено две генерации самородного золота, ассоциирующие в одном случае с халькопиритом, в другом — с арсенипиритом. Полисульфидные и арсенипиритовые руды являются отдельными генерациями общего гидротермального процесса, наложенного на продукты скарнирования. А между тем, кривая распределения (см. рис. 32) двух генераций золота не фиксирует.

Статистическая неоднородность таких совокупностей может быть выявлена, если вместо кривых распределения анализировать структуру корреляционного поля двух элементов. В этом случае вероятность сохранения однородности распределения резко уменьшается, так как при пульсационной деятельности магматического очага выделяются на каждой стадии развития растворы определенного состава. Для руд золота, например, В. В. Щербиной [49] было экспериментально доказано, что отношение содержаний золота к серебру при прочих равных условиях увеличивается в зависимости от щелочности растворов, кислотность которых, как известно, во времени также не постоянна и уменьшается с понижением температуры [18].

Учитывая сказанное, мы можем составить модель процесса и проверить наши предположения эмпирически в условиях рассматриваемого месторождения, приняв во внимание обязательность существования положительной связи между серебром и золотом как членами одного и того же геохимического парагенезиса, различие в аналитическом выражении уравнений, описывающих зависимость между компонентами для разных генераций, и обязательность пересечения их на плоскости, ибо отношения элементов для разных стадий непостоянны. Очевидно, поверхность такого суммарного распределения должна иметь в своем строении два структурных выступа, соответствующих двум генерациям золота и серебра и пересекающихся между собой, как это показано для варианта А на рис. 33. Эта схема и является моделью процесса, согласно которой сочетание простых линейных зависимостей, наблюдаемых в пределах одной какой-либо генерации, влечет за собой появление нелинейных соотношений, описываемых парабололами.

Используя известный прием графического анализа двумерных распределений, мы построили по результатам геологоразведочного опробования корреляционное поле распределения золота и серебра для второго и третьего участков месторождений, неоднородность и соответствие которого поверхности модели очевидна (см. рис. 33, А-1).

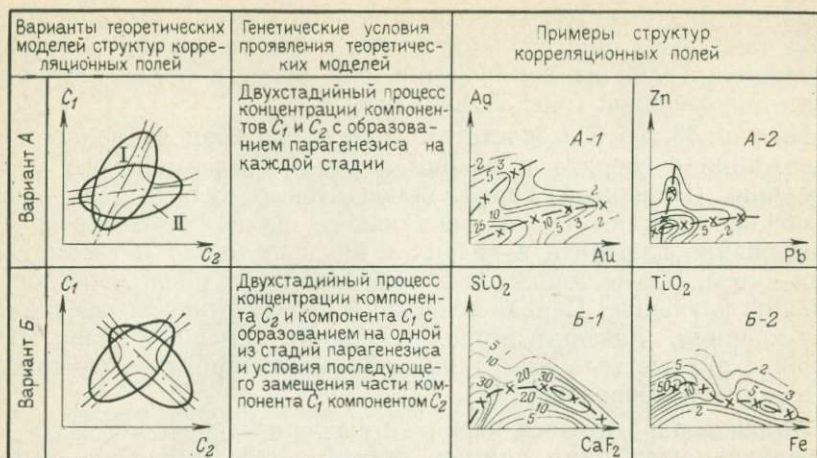


Рис. 33. Структуры корреляционных полей полигенерационных руд

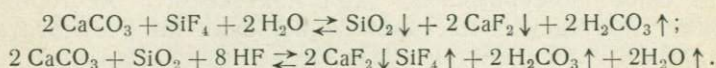
Аналогичную структуру имеет корреляционное поле свинца и цинка, построенное по данным геологоразведочного опробования одной из свинцово-сурьмяных жил Азатекского месторождения (Армения). Азатекское месторождение, судя по результатам исследований Э. А. Сагателян [36], также имеет сложный генезис. Многие элементы, в том числе свинец и цинк, имели несколько генераций, самостоятельное существование которых доказывается по наличию двух гипогенных парагенезисов минералов: джемсонит-буланжеритового с примесью других сульфидов, в частности сфалерита, и галенит-сфалеритового, встречающихся как совместно в одних и тех же рудных телах, так и порознь в жилах, сложенных почти полностью минералами одной генерации. Наличие в рудах сульфосолей свинца со сфалеритом и существование специфического галенит-сфалеритового комплекса обуславливает неоднородность двумерного распределения свинца и цинка (рис. 33, А-2).

Описанные месторождения золота и полиметаллов отличаются составом руд и генезисом. Общим для них является то, что рудоформирующие системы на разных стадиях генетического процесса содержали, хотя и в переменных количествах, одни и те же элементы, которые образовали парагенезисы и соответствующие им линейные отношения геохимических полей. По-видимому, это обстоятельство имеет немаловажное значение для понимания структур двумерного распределения. Естественно предположить, что в тех случаях, когда один из компонентов геохимической ассоциации приносился на протяжении только одной из стадий процесса рудообразования, а при последующих лишь перераспределялся, то структура корреляционного поля должна быть иной. Нелинейная зависимость будет констатирована и в этом случае, но взаимоотношения элементов для разных стадий должны быть разного знака. Для той генерации растворов, когда приносились оба компо-

нента, связь должна быть положительной, потому что они выступают как члены общего парагенезиса; для генерации растворов, содержащих один из компонентов, она будет в случае метасоматоза отрицательной (рис. 33, варианты Б).

На рис. 33, Б-1 в изочастотах изображено корреляционное поле содержания флюорита и кварца в рудах Амдерминского месторождения (Полярный Урал). Флюоритовые рудные тела месторождения залегают среди известняков палеозойского возраста. Образование флюорита и кварца в них произошло метасоматическим путем. На месторождении выделено по крайней мере две генерации флюорита. Первая генерация парагенетически ассоциирует с кварцем. Флюорит второй генерации замещает кварц. Вмещающие рудные тела известняки офлюоритизированы, окварцованы и окальцитизированы [37].

Наличие парагенезиса кварца и флюорита предполагает существование между ними прямых зависимостей, замещение кварца флюоритом — обратных зависимостей. При этом масса флюорита в ходе стадийного процесса замещения должна увеличиваться, а масса кремнезема расти до определенного предела, а затем уменьшаться по мере накопления продуктов второй генерации согласно реакциям:



На первой стадии состав гидротерм был кремнисто-фтористым, иначе невозможно объяснить появление парагенезиса кварца и флюорита. На второй стадии гидротермы имели фтористоводородный состав. Фтористый водород, как известно, по отношению к кварцу весьма агрессивен. Образующийся на второй стадии газобразный фтористый кремний удалялся за пределы рудного тела, вызывая оплавление и окварцевание вмещающих известняков.

Приведенные реакции исчерпывающе объясняют структуру корреляционного поля, изображенного на рис. 33, Б-1, подчеркивая справедливость предположений, сделанных при обосновании модели процесса.

Аналогичное строение имеет корреляционное поле железо — двуокись титана для Баронского месторождения титаномагнетитовых руд (рис. 33, Б-2). Руды этого месторождения, по данным И. И. Малышева [25], залегают среди полосчатых пироксенитов, концентрируясь в виде зон редкой и густой вкрапленности, а также полос, струй, жил и линз массивных руд. Исследованиями Е. И. Клевцова [17] было установлено, что руды Баронского месторождения по характеру взаимоотношений магнетита и ильменита принципиально отличаются от других аналогичных объектов Урала. Для Баронского месторождения, наряду с обычным титаномагнетитом — продукт позднемагматического этапа рудообразования, характеризующийся наличием структур распада твердых растворов, — присутствует магнетит, метасоматически заме-

щающий ранее возникшие минералы. Его образование обязано наложенным гидротермально-метасоматическим процессам.

Учитывая сказанное и сравнивая эмпирические данные с теоретической моделью, мы можем засвидетельствовать факт их полной идентичности. Зависимость между содержаниями железа и окиси титана в рудах Баронского месторождения нелинейна, что принципиально отличает его от других титаномагнетитовых месторождений Урала.

Приведенные теоретические модели и рассмотренные примеры месторождений полезных ископаемых, хотя и характеризуют наиболее типичные варианты структур корреляционных полей, но не охватывают всего многообразия полигенерационных процессов концентрации вещества. Со временем, очевидно, будут разработаны и фактически подтверждены новые варианты моделей. Тем не менее, хотелось бы подчеркнуть, что для их обоснованного выделения необходимы как фактические данные, так и тщательный теоретический анализ предлагаемого варианта модели, а также исходной информации.

На рис. 34 изображены структуры корреляционных полей железо — сера для скарно-магнетитовых руд месторождений Ауэрбахо-Турьинской группы. Эти структуры по внешнему виду существенно отличаются от всех рассмотренных вариантов и тех комбинаций, которые могут быть получены из моделей А и Б путем относительного перемещения на плоскости C_1C_2 генерационных эл-

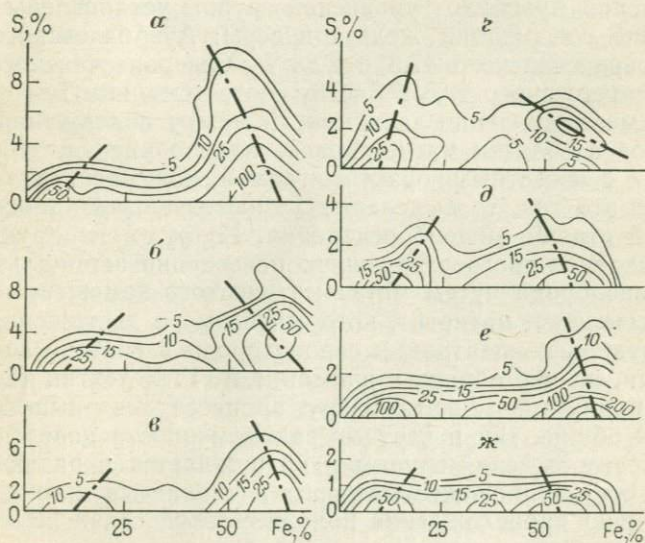


Рис. 34. Структуры корреляционных полей содержаний железа и серы в рудах месторождений Ауэрбахо-Турьинской группы.

а — Воронцовское; б — Северопесчанское; в — Новопесчанское; г — Вадимо-Александровское; д — ж — северная, центральная и южная группы рудных тел Ауэрбаховского месторождения

липсов вдоль осей симметрии. Однако это лишь вариант модели *Б*, у которой редуцирована восходящая ветвь кривой эмпирической регрессии.

Специфичность строения корреляционных полей железа — сера проявляется в том, что структурные ядра (области максимальной плотности двумерного распределения проб) примыкают непосредственно к оси содержаний железа, а объединяющая их полоса с пониженной плотностью распределения проб ориентирована вдоль этой оси. Причем одно из ядер соответствует безрудным скарнам ($Fe < 25\%$), а другое — богатым магнетитовым рудам ($Fe > 50\%$). Но так как в генетическом отношении скарновые разности руд представляют собой частично замещенный магнетитом скарн, то исследование корреляционных полей целесообразнее выполнять относительно ядер. Ядра соответствуют двум последовательно развивающимся во времени процессам концентрации железа, тогда как скарновые разности руд являются следствием несоразмерности геометрической базы проб изменяющейся в пространстве «чересполосицы» скарнов и магнетита. Следовательно, соединяющая ядра распределения горизонтальная полоса — это результат опробования, а не следствие генетического процесса.

При образовании скарно-магнетитовых месторождений выделяются три главных стадии: скарновая, окисного оруденения и апоскарново-сульфидная. Железо концентрировалось на протяжении двух первых стадий, но главным образом в стадию окисного оруденения. Причем пропорционально содержанию железа в рудах месторождений увеличивалось содержание серы. Так, для месторождений Ауэрбахо-Турьинской группы установлены следующие средние содержания железа и серы: Ауэрбаховского 42,6 и 0,78 %, Новопесчанского 47,3 и 2,83 %, Северопесчанского 49,4 и 3,43 %, Воронцовского 49,3 и 3,62 % соответственно. Тем не менее, в каждом месторождении зависимость между содержаниями этих компонентов в области магнетитового ядра обратная, что хорошо согласуется с известными фактами замещения магнетита сульфидами. Если это так, то выделение самостоятельной апоскарново-сульфидной стадии лишено основания. Из рудогенерирующей системы в условиях прогрессирующего повышения парциального давления сероводорода путем метасоматического замещения скарнов вначале выделялся магнетит, который по мере достижения критического предела концентрации сероводорода в системе замещался сульфидами, на что обращал внимание А. Г. Бетехтин [2]. Такой подход к пониманию генетического процесса исчерпывающе объясняет как общие, так и частные закономерности поведения серы в рудах месторождений группы и не нуждается в различных допущениях структурно-тектонического и геохимического плана.

Аналогично происхождение положительной связи железа и серы, характерной для скарного ядра. Отличие в том, что сульфиды скарнов кристаллизовались из остаточных систем стадии скарнообразования. При этом знак связи определялся не только парагенетическими (межминеральными), но и внутриминеральными

закономерными сочетаниями компонентов. Сульфиды метасоматически замещали минералы скарнов, концентрируясь среди наиболее железистых их разновидностей. Но так как замещение происходит в соответствии с законом равных объемов, то увеличение относительных содержаний серы и железа и образование положительных зависимостей между ними вполне естественно.

Таким образом, принципиальное сходство исследованных структур с вариантом *Б* (см. рис. 34), состоит в том, что на первой (скарновой) стадии образуется парагенезис железа и серы, а на второй стадии за счет полярной эволюции системы идет ее обогащение серой, которая концентрируется путем замещения магнетита.

Месторождения Ауэрбахо-Турьинской группы залегают в скарнах, окаймляющих с востока и запада выходы диорит-гранодиоритового массива (рис. 35). В пределах восточной полосы относительно хорошо изучены десять залежей Ауэрбаховского магнетитового месторождения и многочисленные рудные тела Вадимо-Александровского месторождения меди; в пределах западной полосы — магнетитовые руды Новопесчанского, Северопесчанского и Воронцовского месторождений. Для рудного поля в целом характерно, во-первых, закономерное изменение содержаний серы вдоль простирания полос; во-вторых, относительное обогащение железом и серой руд западной полосы; в-третьих, относительное обогащение медью и закономерное увеличение ее содержаний по объектам вдоль восточной полосы на север.

Зональность в пространственном распределении сульфидов находит свое отражение в количественном и качественном преобразовании структур корреляционных полей. Так, для месторождений западной полосы характерны только количественные изменения в уровнях сульфидных минерализаций относительно магнетитового ядра. Для магнетитовых и медно-магнетитовых месторождений восточной полосы более характерны качественные изменения. В Ауэрбаховском месторождении для южной группы рудных тел характерны лишь слабые проявления двух ядер, не различающихся между собой по уровню сульфидной минерализации; для центральной группы тел структура корреляционного поля усложнена специфичной для магнетитового ядра обратной зависимостью содержаний железа и серы. Эта же зависимость отмечена для медно-магнетитовых рудных тел северной группы и медных сульфидно-магнетитовых руд Вадимо-Александровского месторождения. Более того, с увеличением интенсивности медной минерализации гораздо отчетливее проявляет себя прямая зависимость содержаний железа и серы в области скарнового ядра.

Как видно, для зональных рудных полей характерно закономерное изменение структур корреляционных полей, что, естественно, также должно приниматься во внимание при разработке теоретических моделей.

Обоснованная теоретически и практически модель позволяет разложить гетерогенное геохимическое поле на гомогенные со-

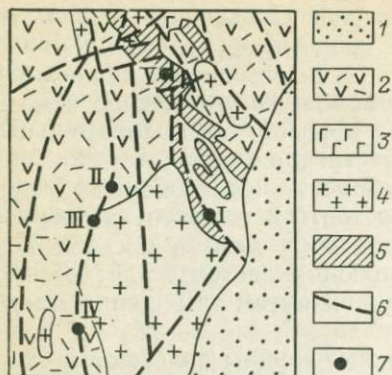


Рис. 35. Геологическая схема строения рудного поля месторождений Ауэрбахo-Турыньской группы.

1 — мезозойские отложения, 2 — вулканогенно-осадочные толщи палеозоя, 3 — интрузия габбро, 4 — диориты и гранодиориты, 5 — скавны, 6 — тектонические нарушения, 7 — месторождения (I — Ауэрбахoвское, II — Новолесчанское, III — Северопесчанское, IV — Воронцовское, V — Вадимо-Александровское)



Рис. 36. Графики зависимости и уравнения регрессии содержаний брома и хлористого калия в сильвинитах Верхнекамского месторождения.

1 — пласт Красный II ($C_1 = 0,0032 C_2 + 0,002$);
 2 — пласт Красный I ($C_1 = 0,0022 C_2 + 0,01$);
 3 — пласт А ($C_1 = 0,0023 C_2 + 0,016$); 4 — пласт Б ($C_1 = 0,0018 C_2 + 0,011$); 5 — пласт В ($C_1 = 0,0016 C_2 + 0,016$)

ставляющие, что открывает новые возможности для изучения генетических типов руд и их увязки с технологическими типами, поскольку каждому генетическому типу руды наряду с внешним текстурно-структурным оформлением и явным или неявным различием в минеральном составе свойственна система уравнений линейной зависимости между содержаниями компонентов.

Например, с помощью системы уравнений линейных зависимостей содержаний брома от содержаний хлористых калия, магния и натрия нами были изучены генетические особенности образования сильвинитов и карналлитовых пород Верхнекамского месторождения калийных солей.

Бром в калийных солях месторождения собственных минералов не образует. Он входит в состав галита, сильвина и карналлита в качестве изоморфной примеси [47]. По данным анализов мономинеральных проб карналлита, сильвина и галита, отобранных по разрезу залежи, содержание брома в карналлите выше в 2—3 раза, чем в сильвине, и в 5—10 раз больше, чем в галите. Однако галиты из сильвинитовых и карналлитовых пластов содержат одни и те же количества брома, что не согласуется с известными экспериментально-теоретическими данными, на основании которых галиты из карналлитовых пластов должны содержать брома значительно больше, чем галиты из сильвинитов. По-видимому, определяющим фактором при изоморфизме хлора бромом является не столько концентрация последнего в рассоле, сколько состав кристаллизующегося минерала. Это обстоятельство еще

Парагенетические и внутриминеральные связи брома
с минералами солей Верхнекамского месторождения

Состав солей	Пласты	Число проб	Теснота связи брома с минералами		
			Сильвин	Карналлит	Галит
Сильвиниты	Красный II	970	+0,60		-0,59
	Красный I	282	+0,57		-0,58
	А	318	+0,58		-0,58
	Б	259	+0,58		-0,56
	В	141	+0,60		-0,60
Карналлитовая порода	Б	31		+0,92	-0,87
	В	78		+0,98	-0,79
	Г	97		+0,80	-0,67
	Д	105		+0,89	-0,81
	Е	92		+0,86	-0,67
	Ж	65		+0,95	-0,91
	З	58		+0,97	-0,96
	И К	45 37		+0,94 +0,87	-0,86 -0,88

раз подчеркивает справедливость вывода М. Г. Валяшко и Т. В. Мандрыкиной [4] о значении брома как поискового признака на калийные соли. Природные связи брома с солеобразующими минералами, оценки которых приведены в табл. 19, могут рассматриваться, с одной стороны, как внутриминеральные (с сильвинитом и карналлитом), с другой — как парагенетические (с галитом).

Наличие тесных и очень тесных внутриминеральных связей брома с основными минералами-носителями дает возможность рассчитать уравнения регрессии и проанализировать особенности изменения их параметров по разрезу калийной залежи.

На рис. 36 дано графическое изображение уравнений, рассчитанных для сильвинитов месторождения. Оказывается, что линии зависимости для пластов Красный II, Красный I и А располагаются вполне закономерно. Эта закономерность проявляется в том, что они, во-первых, параллельны и, во-вторых, линия зависимости для сильвинитов пласта Красный II занимает на графике самое верхнее положение, а линии зависимости для сильвинитов пласта Красного I и сильвинитов пласта А расположены ниже в соответствии со стратиграфической последовательностью напластования.

Как видно, относительные содержания брома (количество брома, приходящееся на 1% хлористого калия) в пластах сильвинитовой зоны уменьшаются вверх по разрезу залежи. Уменьшение относительных содержаний является, вероятно, следствием изме-

нения скорости кристаллизации основного минерала-носителя, так как экспериментально доказано: чем выше скорость, тем больше брома переходит из раствора в твердую фазу.

Как известно, показателем скорости кристаллизации минералов является зернистость породы. Чем выше скорость, тем меньше размеры зерен. По данным В. Н. Дубининой, размеры зерен сильвина в различных пластах вверх по разрезу увеличиваются. Учитывая некоторую унаследованность наблюдаемой в настоящее время зернистости породы от первоначальной, можно говорить, что скорость кристаллизации сильвина изменялась. При отложении сильвинитов пласта Красного II она была выше, чем при отложении руд пластов Красного I и А. Если это так, то более мелкозернистая порода должна была захватывать из раствора, при прочих равных условиях, большие количества брома. Эта особенность, на первый взгляд, противоречит давно известному факту: валовые содержания брома в сильвинитах различных пластов возрастают вверх по разрезу залежи. В действительности же никакого противоречия нет, так как сильвинитовые пласты, залегающие стратиграфически выше относительно нижележащих, содержат повышенные количества основного минерала-носителя брома.

Таким образом, на распределение брома по разрезу оказывали влияние скорость кристаллизации и концентрация хлористого калия и брома в растворе. Поэтому одновременное увеличение валовых содержаний и уменьшение относительных содержаний вполне вероятно, так как они обусловлены совершенно различными факторами.

На рис. 36 нанесены также зависимости, отражающие закономерность изменения содержания брома в пестрых сильвинитах пластов Б и В. Судя по графику, прямые занимают относительно линий уравнений, построенных для красных и полосчатых сильвинитов, секущее положение; а относительные содержания брома в пласте В выше, чем в пестрых сильвинитах пласта Б, но в обоих случаях они ниже относительных его содержаний в полосчатых и красных сильвинитах.

Секущее положение прямых пестрых сильвинитов относительно прямых красных и полосчатых сильвинитов можно объяснить тем, что пестрые сильвиниты являются вторичными образованиями, возникшими за счет выщелачивания карналлитовых пород. Поскольку вопрос об образовании пестрых сильвинитов спорный, то вначале необходимо доказать подобие законов распределения брома в пестрых сильвинитах и карналлитовых породах одного и того же пласта. Для этого необходимо найти такой компонент, который бы удовлетворял следующим условиям: 1) он должен быть общим как для сильвинитов, так и для карналлитовых пород; 2) содержание этого компонента должно закономерно изменяться с переходом от одного типа руды к другому и 3) содержание брома в породе должно быть в какой-то мере зависимо от содержания выбираемого компонента. Таким компонентом солей месторождения является минерал галит, закономерное изменение содержаний

Уравнения зависимости содержания брома от содержания галита
в породах Верхнекамского месторождения

Пласт	Порода	Уравнение зависимости
Красный II	Сильвинит	$\text{Br} = 0,208 - 0,0022 \text{ NaCl}$
Красный I	—,—	$\text{Br} = 0,214 - 0,0023 \text{ NaCl}$
А	—,—	$\text{Br} = 0,209 - 0,0023 \text{ NaCl}$
Б	—,—	$\text{Br} = 0,169 - 0,0019 \text{ NaCl}$
В	—,—	$\text{Br} = 0,159 - 0,0017 \text{ NaCl}$
В	Карналлит	$\text{Br} = 0,178 - 0,0020 \text{ NaCl}$

которого в породах определяется законами кристаллизации четвертой системы: $\text{KCl} - \text{NaCl} - \text{MgCl}_2 - \text{H}_2\text{O}$.

Используя обратные связи между галитом и бромом, были составлены уравнения (табл. 20). Данные таблицы свидетельствуют о том, что распределения брома в пестрых сильвинитах пластов Б и В отличаются от красных и полосчатых сильвинитов пластов Красного II, Красного I и А и аналогичны распределению брома в карналлитовых породах пласта В.

По мнению М. Г. Валяшко, бром является очень чутким индикатором на все диагенетические преобразования вещественного состава солей. Даже при простой перекристаллизации соли его содержание в породе резко уменьшается. Вторичная порода унаследует от первичной общие закономерности распределения этого элемента. Подобие законов распределения брома в пестрых сильвинитах и карналлитах одного и того же пласта является еще одним доказательством, подтверждающим гипотезу о вторичном происхождении этих сильвинитов.

Рис. 37 дает представление о распределении брома в пластах карналлитов. Как видно, бромосодержание карналлитов различных пластов также неодинаково. Относительно обогащенной бромом является карналлитовая порода пласта Б, самого нижнего пласта карналлитовой зоны. Остальные пласты по уменьшению относительной бромосодержимости могут быть перечислены в такой последовательности: (Е), (Ж, З, И), (В, Г, Д) и (К).

На рис. 37 точками отмечены соответствующие каждому пласту средние содержания брома и карналлита. Очевидно, на основании их сравнения между собой можно произвести группировку пластов карналлитовых пород в зависимости от изменения абсолютной бромосодержимости. Нами выделено четыре группы пластов, перечисленные в порядке ее уменьшения: 1) Б, В, 2) Г, Е, Ж, З, И, 3) Д, 4) К. Сравнение этой группировки с приведенной говорит о том, что они не совпадают. Если точки, отвечающие средним содержаниям компонентов, соединить между собой в стратиграфической последовательности отложения пластов карналлитовых

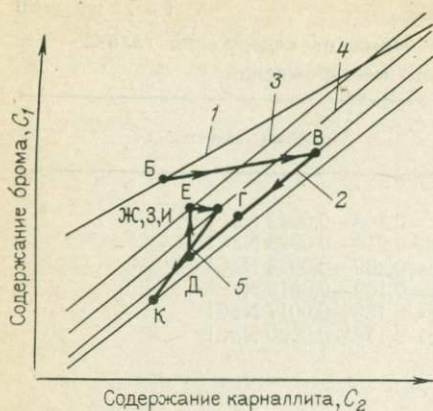


Рис. 37. Графики зависимости и уравнения регрессии содержаний брома и карналлита в породах Верхнекамского месторождения.

1 — пласт В ($C_1 = 0,0012 C_2 + 0,053$), 2 — пласти В, Г и Д ($C_1 = 0,0017 C_2 + 0,017$), 3 — пласт Е ($C_1 = 0,0017 C_2 + 0,025$), 4 — пласти Ж, З и И ($C_1 = 0,0017 C_2 + 0,022$), 5 — пласт К ($C_1 = 0,0016 C_1 + 0,020$)

пород, то выясняется, что эволюция рассолов была гораздо сложнее, чем это предполагал Г. Г. Уразов. Объяснить отмеченные факты возможно лишь изменением физико-химических условий кристаллизации солей — состава рассола и температур.

В настоящее время экспериментально доказано, что коэффициент распределения брома (отношение содержания брома в жидкой фазе к его содержанию в твердой фазе) всегда больше единицы. Следовательно, при прочих равных условиях содержание брома в карналлитах должно увеличиваться вверх по разрезу, так как чем выше его концентрация в рассоле, тем больше брома переходит в твердую фазу; уменьшение его количества возможно лишь при уменьшении концентра-

ции хлористого магния. Такой процесс неизбежно приведет к тому, что относительные содержания брома должны будут увеличиваться вверх по разрезу в соответствии со стратиграфической последовательностью отложения пластов. Это одна из основных причин, которая вызывает изменение относительных содержаний. Вторая причина — это разбавление рассолов. О том, что разбавление более концентрированных рассолов менее концентрированными имело место при формировании карналлитовых пород, свидетельствует сам факт ритмичного строения как отдельных пластов, так и всей зоны в целом. При этом для разбавляющих сезонных рассолов, обусловивших ритмичное строение отдельных пластов, соотношение между бромом и хлористым магнием во времени изменялось незначительно. В пользу такого предположения говорят высокие значения оценок согласованности геохимических полей.

Если коррелировать содержания брома и карналлита без учета положения пластов в разрезе (общая корреляция), то указанные связи между ними практически исчезают. Это свидетельствует о том, что состав разбавляющих рассолов перед отложением каждого пласта характеризовался иными соотношениями брома и магния, что и отобрано на рис. 37.

Именно диалектическим единством обоих процессов — накоплением и разбавлением — следует объяснить столь сложное распределение брома между породами карналлитовой зоны. Определенное значение имела также и скорость кристаллизации, как это было показано на примерах сильвинитов, но для карналлитовых по-

род установить непосредственное влияние этого фактора не представляется возможным, так как они сильно изменены при диагенетических процессах (брекчированность и перекристаллизация).

Приведенные данные позволяют критически оценить результаты исследований Г. Г. Уразова, предположившего, что при образовании месторождения после отложения карналлита откладывался бишофит, пласты которого в дальнейшем были размыты. По его мнению, контакт карналлитовой зоны с покровной каменной солью следует считать вторичным.

Этот вывод был основан на том, что концентрация материнского рассола во времени прогрессивно повышалась. Однако отмеченные особенности изменения средних содержаний компонентов по разрезу, вначале сильвина и брома, а затем карналлита и брома, свидетельствуют о том, что после отложения солей пласта В концентрация хлористого магния закономерно уменьшалась. Следовательно, зоны бишофита образоваться не могло; контакт карналлитовой зоны с покровной каменной солью первичный.

ЗОНАЛЬНОСТЬ СТРОЕНИЯ РУДНЫХ ТЕЛ И ИЗМЕНЕНИЕ МОДУЛЕЙ ОЦЕНОК ПРОСТРАНСТВЕННЫХ СООТНОШЕНИЙ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Вопросу изучения геохимической зональности пространственного распределения компонентов в рудных телах и ореолах первичного рассеяния вещества придается большое значение. Данные о зональности строения рудных тел и ореолов используются для выделения генетических и технологических типов руд, прогноза качества минерального сырья на глубину и фланги рудных тел, а также определения глубины эрозионного среза месторождений при поисках «слепых» рудных тел и других не менее важных задач генетической и прикладной геологии [10, 38].

При решении этих задач исследователи недр уделяют внимание не только констатации факта наличия у рудного тела или его ореола зонального строения, но и выяснению генетических причин ее возникновения, которые весьма многообразны. Так, по литературным данным, зональность строения рудных тел может быть обусловлена следующими процессами:

дифференциацией вещества в момент рудообразования (зональность отложения);

закономерными смещениями в пространстве реакций обмена при метасоматических взаимодействиях рудогенерирующих систем с вмещающими породами (зональность метасоматоза);

изменениями состава рудогенерирующих систем при пульсационном поступлении их из генерирующих источников и последующем закономерном изменении в пространстве степени насыщенности компонентов одного парагенезиса компонентами другого парагенезиса (зональность телескопирования);

процессами выветривания руд в зоне окисления (зональность выветривания) и др.

Но независимо от генетических причин в рудных телах зонального строения имеет место усложнение структуры геохимических полей, которое выражается в появлении у поля различных частотных уровней изменчивости качества руд. Так, на сечениях (см. рис. 1 и 15) плоского геохимического поля железа Покровского месторождения отчетливо выделяются два уровня изменчивости, один из которых фиксирует отмеченную зональность строения поля (первый уровень), а второй — осложнения тенденции увеличения концентрации железа в южном направлении. По-видимому, приведенный пример может рассматриваться в качестве типичного случая, так как аналогичное уровневое строение имеют почти все геохимические поля содержаний компонентов в рудных телах зонального строения, помещенные в «Атласе морфоструктур рудных полей» (Л., Недра, 1973).

Обычно зональность в строении рудного тела представляют в виде одно- или двухмерных графиков, на которых отражают изменения содержаний компонента как функции координат пространства. Для решения задач прикладной геологии такое представление вполне себя оправдывает, ибо интерес прежде всего представляет сам факт уменьшения или увеличения содержаний компонентов по мощности, простирацию или падению рудного тела полезного ископаемого. Однако когда пытаются определить генетический тип зонального строения рудного тела, то этого, как правило, бывает недостаточно. Для генетической интерпретации приходится привлекать результаты изучения закономерностей изменения в пространстве объекта исследования парагенетических ассоциаций минералов или химических элементов.

Естественно, при такой постановке вопроса, учитывая неоднозначность и метрологическую необеспеченность решения последней задачи традиционными для геологии методами, возникает необходимость прибегать к другим методам, в частности, к методам геометризации. Решение вопроса на основе геометризации принципиально возможно, если учесть факт изменения знаков соотношений геохимических полей в зависимости от генетических процессов и рассматривать зональность строения рудного тела как закономерное смещение поля одного компонента относительно поля другого компонента, оценить которое возможно через изменение модулей $\cos \varphi$, как это было показано на примере изучения зональности выветривания руд Высокогорского месторождения.

Закономерное изменение концентраций компонентов в пространстве рудных тел характерно для всех генетических типов месторождений полезных ископаемых. Однако наиболее полно генетические типы зонального строения выражены в постмагматических месторождениях, на примерах которых разработаны все современные классификации [38]. Поэтому, не нарушая традиций, будем решать задачу обоснования критерия для генетического диагностирования зонального строения рудных тел также на данных химического опробования руд постмагматических месторождений.

Зональность отложения компонентов руд характерна для ме-

Парагенетические связи меди, свинца и цинка
в рудах некоторых полиметаллических месторождений Алтая

Месторождение	Число проб	Парагенетические связи компонентов		
		Pb—Zn	Pb—Cu	Zn—Cu
Иртышское	563	+0,81	+0,50	+0,50
Белоусовское	316	+0,88	+0,43	+0,73
Зыряновское	1548	+0,92	+0,43	+0,46
Ленингорское	873	+0,75	+0,31	+0,35

Примечание. Результаты корреляции компонентов руд по Ленингорскому месторождению заимствованы из работы В. К. Котульского и Н. Н. Курека [21].

сторождений колчеданно-полиметаллической формации. Ее образование определяется различиями миграционных способностей химических элементов (свинца, цинка, меди) в структуре рудоотложения с возникновением на любом сечении рудного тела квази-парагенетических ассоциаций галенита, сфалерита и халькопирита, что может быть подтверждено по ряду месторождений Алтая результатами геометро-статистических исследований (табл. 21).

Данные табл. 21 дают возможность отметить две особенности: 1) вхождение свинца, меди и цинка в состав общего парагенезиса; 2) довольно существенное и устойчивое различие оценок тесноты парагенетических связей для пары свинец — цинк от остальных пар (свинец — медь, медь — цинк). Поскольку наличие зональности в распределении компонентов в рудных телах полиметаллических месторождений Алтая уже давно доказано, то попытка увязать констатированные изменения оценок тесноты парагенетических связей с зональностью внутреннего строения залежей выглядит вполне естественной.

На рис. 38 изображена вертикальная продольная проекция Основной залежи Иртышского месторождения. На проекции выделены подзоны распространения типов полиметаллических руд — свинцово-цинковых, свинцово-медно-цинковых, медно-цинковых и медноколчеданных, — распределение которых отчетливо подчинено зональности, подчеркнутой изменением (снизу вверх и от центра к флангам залежи) отношений компонентов (табл. 22).

Руды Иртышского месторождения представляют собой типичные полиметаллические сульфидные руды Алтая. Содержание рудных минералов, сложенных в основном пиритом, сфалеритом, халькопиритом, галенитом и блеклой рудой, колеблется от 10 до 70 % при среднем объеме соотношении сульфидных и жильных компонентов (альбит, кварц, мусковит, барит) как 1:1,1. Если содержание блеклой руды принять за единицу, то относительно ее содержание пирита выше в 34 раза, сфалерита — в 12,5 раза, халькопирита — в 6,5 раз и галенита — в 1,6 раза.

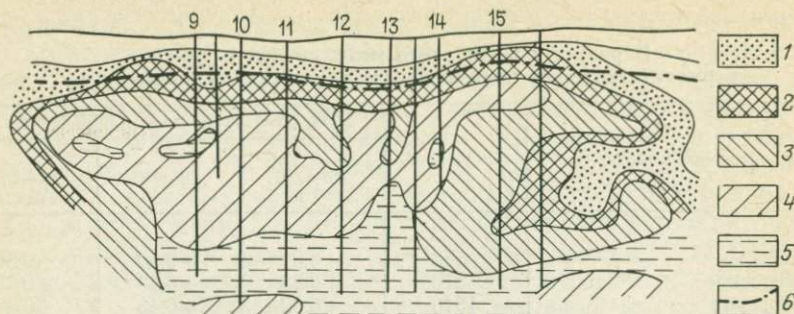


Рис. 38. Зональность строения Основной залежи Иртышского месторождения на вертикальной продольной проекции (по Ю. Ю. Воробьеву).

1 — подзона бедновкрапленной серноколчеданной минерализации, 2 — подзона прожилково-вкрапленных медноколчеданных руд, 3 — подзона количественного преобладания медно-цинковых руд, 4 — подзона господствующего развития сплошных и прожилковых свинцово-медно-цинковых руд, 5 — подзона преобладающего развития свинцово-цинковых руд, 6 — граница зоны окисления

На месторождении резко преобладают сплошные руды свинцово-медно-цинкового состава; прожилково-вкрапленные, как правило, имеют медный профиль. Переходы между текстурными типами руд постепенные. По структурным признакам среди руд месторождения выделяются микро-, тонко-, мелко- и среднезернистые разновидности.

Изучив вещественный состав и взаимоотношение минералов руд месторождения, Ю. Ю. Воробьев [7] приходит к следующему выводу.

«Рудообразующие растворы содержали в большом количестве щелочи, глинозем, кремнезем, барий и рудные компоненты. Раствор был слабо дифференцирован на силикатную и металлоносную составляющие, возможно, вследствие быстрой потери растворителя в рудовмещающей структуре и резкого пересыщения. Отложение руд из «густого» раствора происходило путем одновременного возникновения огромного числа центров кристаллизации. Из раствора одновременно выпали все главные сульфидные и

Таблица 22

Составы вещественных зон Основной залежи Иртышского месторождения (по Ю. Ю. Воробьеву) [7]

Зона на продольной проекции (см. рис. 38)	Соотношения Pb:Cu:Zn для руд		Количество от объема руд зоны, %	
	А	Б	А	Б
Медноколчеданная	1 : 3,5 : 13,3	1 : 4,6 : 3,8	8	92
Медно-цинковая	1 : 2,8 : 7,8	1 : 5,0 : 7,6	28	72
Свинцово-медно-цинковая	1 : 1,9 : 6,4	1 : 3,4 : 5,1	61	39
Свинцово-цинковая	1 : 1,0 : 6,0	1 : 1,2 : 4,5	46	54

А — сплошные руды, Б — прожилково-вкрапленные руды.

жильные минералы. Растворы имели повышенную вязкость и, вероятно, напоминали кашеобразную массу с небольшим количеством растворителя. Таким образом, можно высказать предположение о весьма высокой концентрации металлов в той жидкой среде, которая образовала руду путем «загустения» и раскристаллизации. Благодаря этому явления метасоматического замещения обломков боковых пород, вовлеченных в эту массу, проявлены слабо. «Плавающие» деформированные обломки, резкость контактов, обтекание рудной массой ксенолитов свидетельствуют о явлениях течения густого рудного раствора, способного захватывать и переносить обломки. Об этом же говорят явления «впрыскивания» рудной массы вдоль трещин и отслоений с образованием апофиз и участков прожилковых руд. Имеются также факты, свидетельствующие о некотором расслоении этого раствора в процессе формирования массива сплошных руд.

Участки руды, прилегающие непосредственно к обломкам породы, всегда бывают несколько обогащены халькопиритом, который иногда образует прожилки, затухающие в массе сплошной руды и выходящие вторым концом в породы. Медь, отличающаяся повышенной подвижностью, накапливается в верхних и фланговых частях залежи за счет того, что количество ее в нижней и средней частях залежи уменьшается. Между тем содержание цинка и свинца в тех же частях залежи остается неизменным. Все это невозможно объяснить ни пульсацией раствора, ни переотложением металлов при метаморфизме руды, так как нет никаких данных предполагать прерывисто-стадиальное развитие процессов рудоотложения или последующую перекристаллизацию руд. Остается предположить, что сложный многокомпонентный рудный раствор расслаивался в процессе проникновения и раскристаллизации в тектонически нарушенной зоне, в которой, вследствие резкого падения давления, происходило «вскипание» растворов. Более подвижные компоненты, т. е. растворитель и какая-то часть металлов, преимущественно медь, уходили вверх и в бока рудной зоны. Отстающие в своем движении рудные жидкие массы становились по мере этого расслоения все более концентрированными...».

«В процессе расслоения рудных растворов более подвижная медь уходит из мест максимального отложения свинца и цинка (т. е. из мест отложения главной массы сплошных руд) в боковые породы и верхние горизонты, отлагаясь здесь в форме вкрапленников и прожилков халькопирита, особенно обильных на контактах с порфиритами. Этим, вероятно, и объясняется описанное зональное строение залежи и медный состав прожилково-вкрапленных руд».

Таким образом, для Иртышского месторождения непосредственно доказаны наличие общего парагенезиса меди, свинца и цинка и зональность их распределения, которую по своей природе следует считать зональностью отложения, являющуюся типичным случаем зональности второго рода. При ее образовании в услови-

ях рассматриваемого месторождения, судя по рис. 38, рудоносные растворы растекались от центральной части Основной залежи снизу вверх веерообразно.

Основная залежь Иртышского месторождения была разведана системой профилей буровых скважин, ориентированных по падению рудного тела. Линии этих профилей отмечены на рис. 38. Профиль 13, заложённый в центральной части месторождения, вскрывает участок рудного тела, характеризующийся в целом по сечению большей дифференцированностью руд, чем профили, расположенные ближе к флангам, где нередко значительная часть профиля вскрывает какой-либо один из типов руд.

По данным химического опробования Г. В. Лебедевым были рассчитаны оценки парагенетических связей рудных компонентов (табл. 23). Полученные результаты позволяют, с одной стороны, утверждать, что свинец, цинк и медь на любом из сечений рудного тела входят в состав общего парагенезиса (все оценки положительные), с другой,— констатировать факт их закономерного изменения от центра к флангам рудного тела, где залегают наиболее дифференцированные руды (рис. 39).

Таким образом, в условиях Иртышского месторождения зональность отложения проявляется себя не только в изменении количественных соотношений содержаний компонентов, но и в появлении в рудном теле генетических разновидностей руд, характеризующихся преобладанием того или иного минерала. Поскольку процесс дифференциации вещества в структуре рудоотложения выражен явно, то имеет смысл оценить его направленность с количественной стороны, используя доказанное положение о необходимости и возможности описания каждого типа руды комплексом уравнений линейной зависимости.

На рис. 40 приведены результаты оценки регрессий содержаний свинца, цинка и меди по типам руд. Они свидетельствуют о том, что каждый генетический тип руды действительно характеризуется вполне определенными и резко отличающимися параметрами

Таблица 23

Парагенетические связи свинца, цинка и меди по простиранию Основной залежи Иртышского месторождения

Разведочные линии	Число проб	Парагенетические связи компонентов		
		Pb—Zn	Pb—Cu	Zn—Cu
9	81	+0,88	+0,71	+0,60
10	102	+0,90	+0,62	+0,58
11	57	+0,86	+0,70	+0,65
12	47	+0,88	+0,55	+0,64
13	88	+0,73	+0,26	+0,38
14	37	+0,85	+0,38	+0,49
15	94	+0,86	+0,58	+0,56

уравнений зависимости для всех возможных парных сочетаний компонентов. Располагаясь на графиках вполне закономерно, они дают возможность установить по средним значениям содержаний компонентов в типах руд закономерность направленности развития генетического процесса концентрации вещества в условиях зональности отложения. Так, выясняется, что характер изменения отношений свинца и цинка от центра залежи к ее флангам принципиально иной, чем свинца и меди, и меди и цинка. В первом случае зависимость прямая, в двух последних — обратная. Это может быть использовано как для решения прикладных задач (например, при прогнозировании типов руд при добыче), так и для решения задач генетической геологии (например, при диагностировании генетических типов зонального строения рудных тел).

Результаты статистической обработки химических анализов руд полиметаллического месторождения Ташбулак (Қарамазар) показывают, что зональность в распределении свинца и цинка также выражена довольно отчетливо (табл. 24). Содержания же обоих компонентов закономерно уменьшаются в восточном направлении (рис. 41).

Поскольку оценки парагенетических связей свинца и цинка для месторождения Ташбулак положительны, то содержащие их минералы (галенит и сфалерит) образуют парагенезис. Но так как содержания прокоррелированных компонентов изменяются по падению (участки залегают на разных гипсометрических уровнях и



Рис. 39. Диаграммы изменения тесноты связей между содержаниями компонентов по простиранию Основной залежи Иртышского месторождения для пар свинец — цинк (1), свинец — медь (2), цинк — медь (3)

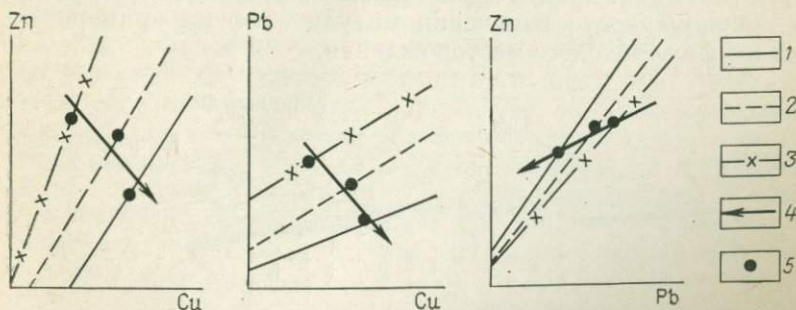


Рис. 40. Графики линий регрессии компонентов руд Иртышского месторождения.

1 — медно-цинковые руды, 2 — свинцово-медно-цинковые руды, 3 — свинцово-цинковые руды, 4 — направление дифференциации системы, 5 — центры двухмерных распределений

Парагенетические связи свинца и цинка
по простираанию месторождения Ташбулак

Участок месторождения	Число проб	Оценка тесноты связи	Содержание (усл. ед.)	
			свинца	цинка
Долинный	286	+0,61	1	1
Зона I	325	+0,72	1,11	0,83
Зона II	398	+0,71	0,96	0,80
Зона V западная	358	+0,77	0,89	0,73
Зона V восточная	162	+0,88	0,81	0,77

приведены в порядке возрастания абсолютных отметок), то констатированную зональность следует, очевидно, отнести по генетической принадлежности к зональности отложения, а ассоциацию считать квазипарагенетической, ибо оценки тесноты связей изменяются в пространстве.

Зональность метасоматоза в отличие от зональности отложения определяется не столько различиями в миграционных способностях компонентов, образующих в целом по залежи и на отдельных ее сечениях специфические квазипарагенетические ассоциации, сколько закономерными смещениями реакций обмена в пространстве структуры рудоотложения. Исследовать закономерности относительного смещения геохимических полей в случае зональности метасоматоза было бы принципиально возможно на примерах тех же колчеданно-полиметаллических месторождений, рассматривая, например, замещение либо кварц-серицит-хлоритовых пород рудным веществом, либо пирита ассоциацией галенита, сфалерита и халькопирита, если бы имелось достаточное количество полных анализов руд. К сожалению, ни для одного из месторождений изучить зональность метасоматоза на том же уровне, что и зональность отложения, практически невозможно, а поэтому мы рассмотрим закономерности изменения модуля $\cos \varphi$ на примере Калангуйского флюоритового месторождения.

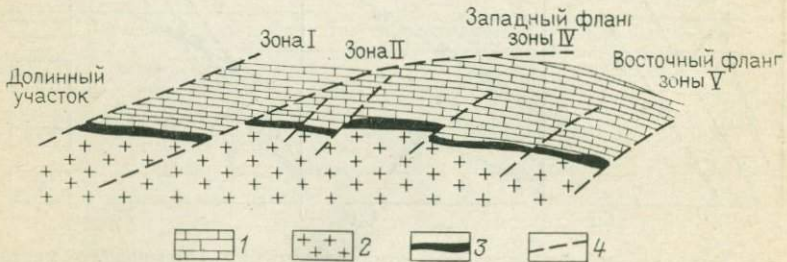


Рис. 41. Геологическая схема строения месторождения Ташбулак.

1 — известняк, 2 — гранодиорит, 3 — рудное тело, 4 — тектонические нарушения

Жилообразное крутопадающее рудное тело Калангуйского месторождения залегает в полимиктовых терригенных породах юрского возраста. Длина жилы по простиранию около 1000 м. Вещественный состав руд довольно прост: наряду с флюоритом, слагающим руду на 60—95 %, в ней присутствуют в значительных количествах обломки терригенных силикатных пород, кварц и пирит. В среднем руды содержат: флюорита 72,23 %, кремнезема 12,88 %, серы 2,47 % [50].

В вопросе оценки генезиса руд месторождения единого мнения среди исследователей нет. Так, В. С. Кормилицин [19] связывает концентрацию флюорита с проявлением гидротермально-метасоматических процессов, а А. А. Якжин [50] отводит им второстепенную роль, рассматривая в качестве основного процесса концентрации вещества выполнение. Эти два диаметрально противоположных заключения получены на основании изучения текстурно-структурных свойств руд и должны быть проконтролированы путем изучения пространственных соотношений геохимических полей кремнезема и флюорита.

Геохимические поля кремнезема и флюорита могут рассматриваться как квазигомогенные, ибо компоненты входят в состав вполне определенных минералов. По данным 359 проб, отобранных на основных откаточных горизонтах, установлено, что соотношение их полей антикордантно ($\cos \varphi = -0,76$), а это соответствует концентрации вещества по способу замещения. Аналогичный результат получен нами для Такобского месторождения флюорита (125 проб, $\cos \varphi = -0,81$) метасоматическая природа генезиса которого сомнений у исследователей не вызывает.

На рис. 42 приведены графики изменения средних содержаний компонентов по падению жилы. Они свидетельствуют о том, что количество флюорита по падению жилы закономерно уменьшается, а кремнезема — увеличивается.

Но так как основной способ концентрации флюорита — это замещение, то зафиксированную зональность следует рассматривать как зональность метасоматоза, одной из характерных особенностей которой, в отличие от зональности отложения, является отсутствие закономерностей в изменении параметров линий регрессий, рассчитанных для разных горизонтов рудного тела (рис. 43). Незаконмерное изменение этих параметров по падению залежи определяется тем, что на любом из сечений рудного тела в основе замещения лежит одна и та же реакция, от скорости протекания которой при условии постоянства объемов замещаемого и замещающего вещества зависит не только содержание компонентов в каждом элементарном объеме руды, но и зональность строения рудного тела в целом.

Скорость реакции замещения определяется многими факторами. При этом немаловажное значение имеют состав продуктов и быстрота их удаления: чем скорее они удаляются, тем быстрее и полнее идет реакция. При воздействии растворов плавиковой кислоты на силикаты в процессе реакции образуется газообразный

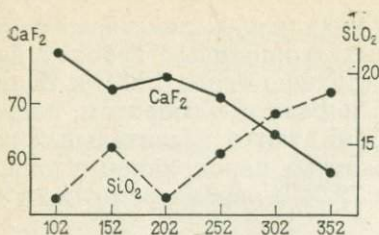
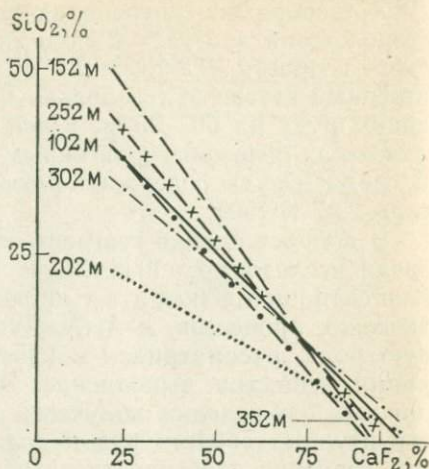


Рис. 42. Графики изменения содержания флюорита и кремнезема по падению жилы Калангуйского месторождения

Рис. 43. Графики линий регрессии компонентов руд в жиле Калангуйского месторождения



SiF_4 , скорость удаления которого зависит от внешнего давления: реакция идет тем полнее и быстрее, чем меньше внешнее давление. Поскольку внешнее давление с глубиной увеличивается, то на нижних горизонтах подсечения залежи содержание флюорита должно быть меньше, чем на вышележащих, что и отражает рис. 42.

В табл. 25 приведены результаты погоризонтной корреляции содержаний флюорита и кремнезема, из которой следует, что модули оценок тесноты парагенетических связей флюорита и кремнезема также закономерно изменяются по падению пласта в соответствии с изменениями содержаний компонентов. Следовательно, и в случае зональности метасоматоза также имеет место закономерное изменение степени согласованности геохимических полей.

Зональность телескопирования в этом отношении не является исключением. В табл. 26 даны результаты оценок согласованности полей содержаний свинца и цинка на различных горизонтах месторождения Центральный Кансай, где отдельные трубообраз-

Таблица 25

Изменение тесноты парагенетических связей кремнезема и флюорита в рудном теле Калангуйского месторождения

Параметр	Горизонт, м					
	102	152	202	252	302	352
Число проб	75	102	49	63	52	29
$\cos \varphi$	-0,80	-0,89	-0,72	-0,77	-0,61	-0,61

Изменение согласованности геохимических полей свинца и цинка по падению залежей месторождения Центральный Кансай (по Сазонову В. Д.)

Рудные тела	Условная глубина залегания горизонта опробования										
	2	3	4	5	7	8	9	10	11	12	14
04-2	0,72	0,73	0,77	0,82	0,83	—	0,82	—	0,90	—	—
Четка-2	—	—	—	—	—	0,74	0,80	0,82	0,92	0,90	0,97
Новое	—	—	—	—	0,51	0,80	0,92	0,94	0,89	—	—
№ 3	—	—	—	—	—	—	0,92	0,95	0,90	—	—

ные рудные тела образуют в рудном поле структуру «ветвящегося дерева» и могут рассматриваться как единое целое [1]. Свинец и цинк в рудах месторождения сконцентрированы в галените и сфалерите, присутствующих в составе по крайней мере трех парагенезисов. Поэтому говорить об однородности геохимических полей элементов нельзя. Геохимические поля свинца и цинка гетерогенны. Зональность в строении гетерогенных геохимических полей на месторождении проявлена весьма слабо, но зато характерно изменение по падению залежей насыщенности основного полиметаллического парагенезиса сульфидами иных генераций, что позволяет рассматривать такую зональность как зональность телескопирования.

Данные табл. 26 позволяют констатировать, что в соответствии с увеличением по восстанию рудного тела насыщенности основного полиметаллического парагенезиса теми же сульфидами наложенных рудных парагенезисов согласованность полей по падению залежи закономерно изменяется*. Следовательно, закономерность изменения модулей $\cos \varphi$ в рудных телах зонального строения является всеобщей, в связи с чем возникает вопрос: как отличить генетические типы рудных тел с моно- и полиасцентной зональностью (первого и второго рода, по В. И. Смирнову).

На рис. 44 и в табл. 27 приведены результаты исследования изменений $\cos \varphi$ в зависимости от среднего содержания компонентов по сечениям рудных тел. Они свидетельствуют о том, что при зональности отложения и метасоматоза имеется тесная корреляционная связь, которая может быть аппроксимирована уравнением линейной зависимости.

На рис. 45 приведены аналогичные данные по месторождению Центральный Кансай, для которого корреляции $\cos \varphi$ с регулярной составляющей геохимического поля цинка не констатировано (табл. 28). Это позволяет предположить, что отсутствие подоб-

* Причина сохранения положительного знака и высоких модулей оценок тесноты парагенетических связей свинца и цинка определяется тем, что основная их масса концентрировалась в пределах одной стадии.

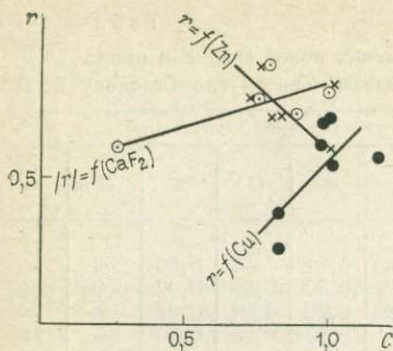


Рис. 44. Графики уравнений регрессии коэффициентов корреляции и регулярных составляющих геохимических полей.

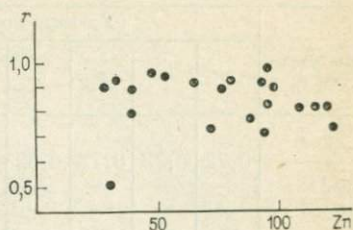


Рис. 45. Корреляционное поле переменных для месторождения Центральный Кансай

ных зависимостей при наличии зависимости $\cos \varphi$ от координат пространства характерно для рудных тел с зональностью первого рода*.

Таким образом, если для различия зональных и азональных рудных тел могут служить зависимости изменения $\cos \varphi$ от расстояния L , то для различия зональности первого рода (полиасцентной) от зональности второго рода (моноасцентной) характерно отсутствие зависимости изменения $\cos \varphi$ от значения регулярной составляющей C одного из коррелируемых геохимических полей. При этом зональность метасоматоза отличается от зональности отложения знаком $\cos \varphi$ согласно приведенной схеме диагностирования генетических типов зональностей рудных тел. Что касается принятия решения о наличии в строении рудного тела прямой или обратной зональности, то, учитывая относительность этого понятия и результаты проведенных исследований, в качестве основы различия может быть принят знак регрессии $C = f(L)$: при

Таблица 27

Оценки тесноты парагенетических связей зависимости содержаний компонентов по сечениям рудных тел

Месторождение	Геохимическое поле элементов	Коэффициент корреляции	Уравнение регрессии
Иртышское Ташбулакское Калангуйское	Cu—Pb	+0,79	$\cos \varphi = 1,05 \text{ Cu} - 0,48$
	Pb—Zn	-0,84	$\cos \varphi = 1,44 - 0,84 \text{ Zn}$
	CaF ₂ —SiO ₂	-0,75	$\cos \varphi = -(0,31 \text{ CaF}_2 + 0,52)$

* По В. И. Смирнову [38], зональность первого рода определяется стадийностью процесса концентрации вещества, а зональность второго рода — изменением состава рудогенерирующих систем в структуре рудоотложения.

Расчет корреляционной зависимости изменения пространственного соотношения геохимических полей свинца и цинка на горизонтах подсечения месторождения Центральный Кансай

Рудное тело	Коэффициенты корреляции	Содержание цинка в усл. ед. С	$(\cos \varphi)^2$	C^2	$C \cdot \cos \varphi$
04-2	0,72	94	0,5184	8 836	67,68
	0,73	71	0,5329	5 041	51,83
	0,77	88	0,5929	7 744	67,76
	0,82	109	0,6724	11 881	89,38
	0,83	95	0,6889	9 025	78,85
	0,82	115	0,6724	13 225	94,30
Четка-2	0,74	122	0,5476	14 884	90,28
	0,80	92	0,6400	8 464	73,60
	0,82	119	0,6724	14 161	97,58
	0,92	93	0,8464	8 649	85,56
	0,90	97	0,8100	9 409	87,30
	0,97	95	0,9409	9 025	92,15
Новое	0,51	17	0,2601	289	0,67
	0,80	87	0,6400	7 569	69,60
	0,92	82	0,8464	6 724	75,44
	0,94	63	0,8836	3 969	59,22
	0,89	78	0,7921	6 084	69,42
№ 3	0,92	65	0,8464	4 225	59,80
	0,95	48	0,9025	2 304	45,60
	0,90	77	0,8100	5 929	69,30
Сумма	17,57	1736	14,9263	158 278	1459,42
Среднее	0,84	83	0,7108	7 537	69,50

Коэффициент корреляции — 0,12

положительной регрессии считать зональность прямой, при отрицательной — обратной (рис. 46).

Резюмируя результаты исследований главы 4 в целом, можно отметить следующее.

1. Гетерогенные геохимические поля компонентов руд месторождений полезных ископаемых в структурах корреляционных полей расчленяются на гомогенные составляющие, соответствующие парагенезисам. В пределах парагенезиса зависимости между содержаниями компонентов линейны.

2. Каждый генетический тип руды наряду с внешним текстурно-структурным оформлением, различиями минерального и среднего химического составов характеризуется специфическим комплексом

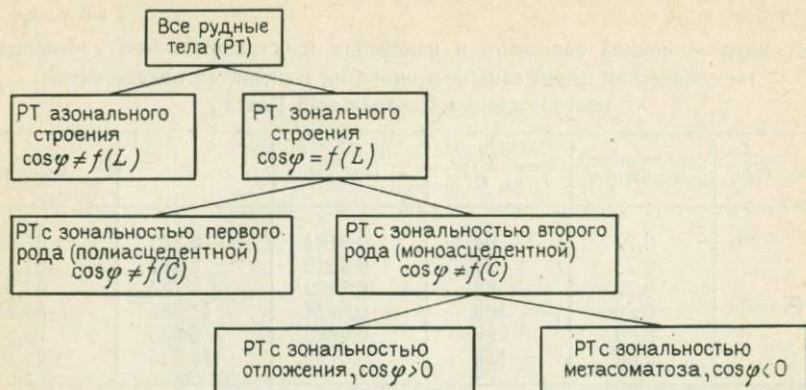


Рис. 46. Схема диагностики типов зонального строения рудных тел

уравнений линейной регрессии, описывающих зависимости между содержаниями компонентов.

3. Зональность в строении рудных тел представляется как смещение по фазе поля одного компонента относительно поля другого компонента. При этом одновременно с изменением средних содержаний компонентов по сечениям рудных тел происходит преобразование $\cos \varphi$, знак и закономерности изменения которого в зависимости от координат пространства и содержаний компонентов позволяют диагностировать генетические типы зонального строения рудного тела.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проблема парагенетического анализа является проблемой геохимической. При ее решении на конкретных объектах исследования выявляются закономерные сочетания химических элементов, их комплексов или минералов (компонентов руд) и оцениваются изменения этих сочетаний во времени и пространстве. Специфику объектов исследования и решаемых задач определяют требования, предъявляемые к критериям парагенетического анализа. Положенный в основу того или иного метода критерий должен удовлетворять по крайней мере трем требованиям:

1) реагировать на возникновение и существование парагенезисов во времени;

2) фиксировать существование генетических типов руд и наличие зональности в строении рудных тел;

3) изменять свои характеристики в случаях пространственного сочетания разновозрастных генераций одних и тех же компонентов.

Ни один из используемых в настоящее время критериев, а следовательно, и методов парагенетического анализа не удовлетворяет совокупности этих требований.

Нами рассмотрена геометро-статистическая модель рудного тела, в соответствии с которой объект исследования представляет собой пространственное сочетание геохимических полей концентраций вещества. Для условий модели выполнена типизация решений геологических задач. Выделено три типа задач: описания поля, картирования поля и изучения пространственных соотношений полей. Задача парагенетического анализа руд относится к третьему типу, т. е. представляет собой задачу изучения пространственных соотношений сочетающихся в рудном теле геохимических полей концентрации вещества. При этом было установлено, что все многообразие пространственных соотношений геохимических полей содержания компонентов в рудных телах сводится к комбинации трех граничных состояний, названных кон-, анти- и дискордантными типами. Поскольку оценить визуально пространственные комбинации типовых соотношений весьма сложно, то для выявления преобладающих на поле тенденций предложен количественный показатель. В качестве показателя принят косинус угла между проекциями градиентов аппроксимирующих одно- или двухмерные (плоские) геохимические поля функций ($\cos \varphi$). Причем теоретически доказано и эмпирически проверено, что в условиях поисков и разведки месторождений, когда исследования ведутся по организованной системе наблюдений, эта пространственная задача может быть сведена к расчету оценки коэффициента корреляции, и тем самым научно объяснены, наконец, те положительные примеры решений задач генетической геологии путем сравнения статистик корреляционного анализа.

Однако имеющийся положительный опыт применения теории корреляции при решении задач генетической геологии мог служить лишь основанием для постановки задачи, но не для ее решения. Опубликованные по вопросу материалы настолько разрозненны, а иногда и противоречивы, что для решения основной задачи проблемы — экспериментальной проверки разработанного показателя на предмет удовлетворения предъявляемым к критерию парагенетического анализа требованиям — пришлось выполнить довольно объемные исследования по геометризации содержаний компонентов в рудных телах, расчету статистик корреляционного анализа и разработке теоретических моделей структур корреляционных полей. В результате этих исследований было установлено следующее.

1. Типоморфизм пространственных соотношений геохимических полей содержаний компонентов в рудных телах определяется составом рудогенерирующих систем, способами концентрации вещества и способами минералообразования. При этом конкордантному соотношению однородных геохимических полей соответствует сочетание компонентов, принадлежащих единому парагенезису, а анти- и дискордантным соотношениям — сочетания компонентов, принадлежащих разным парагенезисам: антикордантное, когда минералообразование шло по способу замещения или в условиях полной дифференциации вещества; дискордантное, когда минералообразование наложенного парагенезиса шло по способу выполнения.

2. Изначально возникшие пространственные соотношения геохимических полей существуют до тех пор, пока не разрушается первичный парагенезис. Возникшие при этом новые парагенетические сочетания компонентов образуют новые соотношения геохимических полей.

3. В генетически и вещественно однотипных месторождениях пространственные соотношения геохимических полей одних и тех же компонентов сохраняют знак оценочного показателя, изменяющегося по модулю в ограниченных пределах.

4. Гетерогенные геохимические поля компонентов руд расчленяются в структурах корреляционных полей на однородные составляющие, соответствующие парагенезисам. В пределах парагенезиса корреляционные зависимости между содержаниями компонентов линейны.

5. Каждый генетический тип руды наряду с внешним текстурно-структурным оформлением, различиями минерального и среднего химического составов характеризуется специфическим комплексом уравнений линейной корреляционной зависимости между содержаниями компонентов.

6. Зональность в строении рудных тел представляется как смещение по фазе поля одного компонента относительно поля другого компонента. При этом изменения знака и модуля $\cos \varphi$ в зависимости от координат пространства и средних содержаний компонентов, вычисленных для сечений рудных тел, позволяют диаг-

ностировать генетический тип зонального строения рудного тела.

Как видно, $\cos \varphi$ отражает основные особенности формирования тела полезного ископаемого. Он удовлетворяет всем требованиям, предъявляемым к критериям парагенетического анализа руд. Использование его в практике генетических исследований позволит, наконец, покончить с бесконтрольностью применяемых методов.

Метод парагенетического анализа руд, основанный на изучении пространственных соотношений геохимических полей обладает по сравнению с другими методами рядом преимуществ:

1) метод имеет метрологическое обеспечение, поскольку для решения задачи привлекаются данные химического опробования руд, используемые при подсчете запасов минерального сырья;

2) эти данные характеризуют более или менее равномерно всю залежь полезного ископаемого, что исключает субъективизм в оценке результатов исследований и тенденциозность в отборе образцов, ибо опробование всегда осуществляется по организованной системе наблюдений;

3) метод имеет общую методологическую базу с решениями задач прикладной геологии и допускает применение ЭВМ.

Конечно, все это не означает, что применяющиеся методы должны быть игнорированы, хотя решения с их помощью задач генетической геологии более трудоемки. Они, нам кажется, должны быть использованы для разрешения спорных по интерпретации результатов геометро-статистических обобщений и, кроме того, для изучения структур и минерального состава руд. Правда, в последние годы при внедрении в геологию ядернофизических средств анализа вещества возникла ситуация, когда минеральный состав руд может быть оценен по данным фазовых анализов, получаемых на основе использования эффекта Месбауэра. Тем не менее, прямые наблюдения, по-видимому, всегда останутся основой изучения минерального состава руд. Геохимический метод парагенетического анализа при наличии минералов переменного состава ответа на этот вопрос не дает. Более того, знание минерального состава руд просто необходимо для правильной интерпретации результатов геометро-статистических исследований, так как гомогенные геохимические поля, пожалуй, чаще являются исключением, чем правилом.

Таким образом, не противопоставление, а взаимная увязка и контроль результатов исследований, полученных разными методами,— вот тот путь, на котором возможны более или менее однозначное разрешение сложнейших проблем генетической геологии и внедрение этих достижений в практику поисков, разведки и оценки качества минерального сырья.

Как всякое научное исследование, разработка нового метода парагенетического анализа руд в свою очередь поставила ряд вопросов, от решения которых зависят качество и сроки получения результатов и которые требуют дополнительного самостоятельного изучения. Эти вопросы многоплановые и для своего решения

требуют координации усилий геологов и математиков. Наиболее актуальными среди них можно считать:

1) выяснение генетической природы многоуровневого строения геохимических полей рудных тел и типизацию выделяемых уровней изменчивости качества руд по промышленно-генетическим типам месторождений;

2) выявление новых структур корреляционных полей для руд полигенерационной природы концентрации вещества;

3) разработку математических методов оценки погрешностей определения как $\cos \varphi$ в условиях неполной определенности решения из-за наличия у реального поля случайной составляющей, так и разности $(r - \cos \varphi)$, если для оценки пространственных соотношений используются математико-статистические методы;

4) разработку объективных методов аппроксимации и анализа геохимических полей многоуровневого строения при наличии случайных погрешностей в определении регулярных составляющих.

Решение первых двух вопросов зависит только от геологов, а двух последних — от объединенных усилий математиков и геологов, в связи с чем нам бы хотелось обратить внимание на решение последнего. Традиционный путь его решения — это выбор какого-либо полинома и искусственное ограничение количества удерживаемых при аппроксимации членов функционального ряда. Нам представляется возможным решить его методом наименьших квадратов, воспользовавшись способом последовательных приближений (например, для одномерной функции):

1) вычисление по эмпирическим данным линейного тренда, $C = a + bx$;

2) определение разности между дискретно измеренными значениями C_i и функцией линейного тренда, $\Delta_i = C_i - C$;

3) отыскание для Δ_i параболического тренда, $\Delta = f + gx + hx^2$;

4) исключение параболического тренда, $\Delta_i^* = \Delta_i - \Delta$;

5) аппроксимация Δ_i^* тригонометрической функцией,

$$\Delta^* = k \cos x \frac{\pi}{x_{\max}};$$

6) расчет остаточной дисперсии $\sigma^2 = \frac{\sum \delta_i^2}{n}$, где $\delta_i = \Delta_i^* - \Delta^*$.

Основано это предложение на том, что ознакомившись со строением геохимических полей почти 100 месторождений полезных ископаемых, отличающихся вещественным составом и генезисом минерального сырья, мы практически не встретили объектов, для которых следовало бы выделять более трех уровней изменчивости и которые невозможно было бы свести к трем приведенным комбинациям.

И, наконец, в книге при обосновании актуальности решения проблемы и постановки отдельных задач неоднократно подчеркивалось, что современная генетическая геология не дает положительного ответа в отношении выбора информативных комплексов химических элементов, необходимых для выявления и разбраковки

аномалий ослабленной контрастности и определения глубины эрозионного среза месторождений, а также не позволяет однозначно увязывать выделяемые генетические типы руд с их технологическими разностями. Вполне естественно, что у читателя может возникнуть законный вопрос: дают ли результаты исследований, выполненные геохимическим методом парагенетического анализа, ответы на эти же самые вопросы

Да, они дают эти ответы.

1. Резонансное усиление полезного сигнала при вычислении произведений содержаний компонентов достигается только в случае конкордантного соотношения геохимических полей, т. е. в условиях комплексирования полей компонентов, принадлежащих единому парагенезису.

2. Универсальный ряд зональности Григоряна — Овчинникова и основанный на его исследовании метод прогнозирования оруденения на глубину путем вычисления мультипликативных отношений обладают работоспособностью потому, что геохимические поля компонентов надрудного комплекса (парагенезис А) смещены по фазе на длину полуволны относительно компонентов подрудного комплекса (парагенезис Б).

3. Для выделения технологических типов компонентов руд в геохимическом поле концентрации вещества достаточно выделить гомогенные составляющие и рассчитать для них уравнения регрессии, через которые можно определить любые пространственные и статистические комбинации отношений содержаний компонентов, определяющих тип (сорт) руды в соответствии с требованиями технических условий и ГОСТов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бабенко В. М., Вольфсон Ф. И., Титов В. Н.* Основные черты структуры месторождения Центральный Кансай. — В кн.: Геология свинцово-цинковых месторождений Кансайского рудного поля. Наука, 1965, с. 39—56.
2. *Бетехтин А. Г.* Гидротермальные растворы и процессы рудообразования. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд. АН СССР, 1953, с. 122—275.
3. *Бухарцев В. П., Мирчинк М. Ф.* К методике геолого-статистического анализа локальных структур. — В кн.: Опыт применения математической статистики при изучении локальных структур Волго-Уральской нефтегазоносной области. М., ЦНИИТЭИНефтегаз, 1962, с. 5—12.
4. *Валяшко М. Г., Мандрыкина Т. В.* Бром в соляных отложениях как генетический и поисковый признак. Тр. ВНИИГалургии, вып. 23, 1952, с. 54—92.
5. *Вистелиус А. Б.* Мера связи между членами парагенезиса и методы ее изучения. — Зап. Всес. минер. об-ва, т. 77, вып. 2, 1948, с. 147—158.
6. *Вольфсон Ф. И., Яковлев П. Д.* Структуры рудных полей и месторождений. М., Недра, 1975, с. 271.
7. *Воробьев Ю. Ю.* Геолого-генетические особенности и зональность Иртышского полиметаллического месторождения на Алтае. М., Госгеолтехиздат, 1963. 126 с.
8. *Глаголев А. А., Готман Я. Д.* Опыт количественного минералогического опробования скважин Коунрадского меднорудного месторождения. — Тр. ИПМ, вып. 62, 1934, с. 3—34.
9. *Григорян С. В.* Об изменении с глубиной характера корреляционных связей содержания элементов в эндогенных ореолах. — В кн.: Вопросы прикладной геохимии, вып. 1. М., Недра, 1966, с. 77—86.
10. *Григорян С. В.* Первичные геохимические ореолы при поисках и разведке гидротермальных месторождений. — Сов. геология, 1973, № 1, с. 11—17.
11. *Детальные структурно-прогнозные карты гидротермальных месторождений/П. А. Шехтман, В. А. Королев, Н. А. Никифоров и др.* М., Недра, 1979, 280 с.
12. *Ермолаев К. Ф.* Пространственное разделение отдельных стадий оруденения на основе горно-геометрического анализа. — Разведка и охрана недр, 1955, № 3, с. 11—20.
13. *Еськова Е. М., Жабин А. Г., Мухитдинов Г. Н.* Минералогия и геохимия редких элементов Вишневых гор. М., Наука, 1964, 317 с.
14. *Иванов А. А., Воронова М. Л.* Верхнекамское месторождение калийных солей. Л., Недра, 1975, 219 с.
15. *Каждан А. Б.* Методологические основы разведки полезных ископаемых. М., Недра, 1974. 272 с.
16. *Каллистов П. Л.* Изменчивость оруденения и плотность наблюдений при разведке и опробовании. — Сов. геология, сб. 53, 1956, с. 118—151.
17. *Клевцов Е. И.* Роль метасоматоза в образовании титаномagnetитовых месторождений Баронской группы на Среднем Урале. — В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала, т. 1. Свердловск, 1963, с. 445—447.
18. *Коржинский Д. С.* Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М., Наука, 1973. 288 с.
19. *Кормилицын В. С.* Мезозойские рудные формации Забайкалья. Л., ВСЕГЕИ, 1969. 46 с.
20. *Кормушин В. А.* Результаты исследований межлабораторной пробы «Кварц-74» в различных лабораториях СССР. Алма-Ата, 1976. 49 с.
21. *Котульский В. К., Курек Н. Н.* Опыт применения вариационной статистики к анализам Риддерского месторождения. — Горный журнал, 1926, № 7, с. 487—491.
22. *Коц Г. А., Чернопятов С. Ф., Шманенков И. В.* Технологическое опробование и картирование месторождений. М., Недра, 1980, 288 с.
23. *Линник Ю. В.* Метод наименьших квадратов и основы теории обработки наблюдений. М., Физматгиз, 1958. 333 с.

24. *Лукомский Я. И.* Теория корреляции и ее применение к анализу производства. М., Госстатиздат, 1961, 375 с.
25. *Малышев И. И.* Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. М., Госгеолтехиздат, 1957, 272 с.
26. *Математические методы в географии*/Ю. Р. Архипов, Н. И. Блажко, С. В. Григорьев и др. Казань, Изд. КазГУ, 1976, 352 с.
27. *Магерон Ж.* Основы прикладной геостатистики. М., Мир, 1968, 408 с.
28. *Мяков В. Ф.* О геохимическом принципе исследования минеральных парагенезисов магматогенных месторождений. — *Геохимия*, 1963, № 4, с. 410—416.
29. *Мяков В. Ф.* О значении исследования кривых распределения содержания для познания процессов рудообразования. — *Докл. АН СССР*, т. 173, 1967, № 4, с. 906—909.
30. *Мяков В. Ф.* О закономерностях в изменении тесноты связей и зависимостей между содержаниями компонентов в зональных рудных телах. — *Докл. АН СССР*, т. 182, 1968, № 1, с. 183—185.
31. *Мяков В. Ф.* О геологической природе криволинейных зависимостей между содержаниями компонентов в эндогенных рудных телах. — *Докл. АН СССР*, т. 187, 1969, № 2, с. 424—427.
32. *Мяков В. Ф.* Вопросы теории математической обработки геохимической информации при поисках месторождений. — В кн.: *Методы обработки цифровой информации при геохимических поисках*. М., ИМГРЭ, 1975, с. 3—13.
33. *Овчинников Л. Н.* Контактво-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. — В кн.: *Тр. Горно-геол. ин-та УФАН СССР*, вып. 39, 1960, 496 с.
34. *Родионов Д. А.* Постановка задачи о статистическом изучении геохимических процессов при формировании магматических пород. — *Геохимия*, 1964, № 9, с. 945—953.
35. *Рудные месторождения СССР*. Т. 1, с. 9—108, 168—236; т. 2, с. 5—98; т. 3, с. 353—402. М., Недра, 1974.
36. *Сагателян Э. А.* Минералогия свинцово-сурьмяных руд Азатекского месторождения Армянской ССР. Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1961, 121 с.
37. *Сверчков В. С.* Амдерминское месторождение плавикового шпата. — *Тр. АрктикНИИ*, т. 134, 1939, 84 с.
38. *Смирнов В. И.* Типы гипогенной зональности гидротермальных рудных тел. — В кн.: *Генетические проблемы руд*. М., Госгеолтехиздат, 1961, с. 5—15.
39. *Смирнов В. И.* Геология полезных ископаемых. М., Недра, 1969, 685 с.
40. *Соболевский П. К.* Современная горная геометрия. — *Социалистическая наука и реконструкция*, 1932, № 7, с. 32—65.
41. *Соловов А. П.* Основы теории и практики металлометрических съемок. Алма-Ата, Изд. АН КазССР, 270 с.
42. *Соловьев В. Г.* Методика вариационной статистики в приложениях к разведке и подсчету запасов месторождений полезных ископаемых. — *Тр. ЦНИГРИ*, вып. 115, 1939, 54 с.
43. *Сотников В. И.* О генезисе полосчатых кварцево-молибденитовых жил Шахтаминского месторождения. — *Изв. вузов. Геология и разведка*, 1958, № 5, с. 99—104.
44. *Страхов Н. М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963, 535 с.
45. *Текстуры и структуры руд*/А. Г. Бетехтин, А. Д. Генкин, А. А. Филимонова и др. М., Госгеолтехиздат, 1958, 435 с.
46. *Тутубалин В. Н.* Теория вероятностей. М., Изд. МГУ, 1972, 230 с.
47. *Чирков С. К.* Содержание иода и брома в соликамских карналите, селвините, селвиние и галите. — *Калий*, 1937, № 9, с. 21—28.
48. *Чупров А. А.* Основные проблемы теории корреляции. М., Госстатиздат, 1960, 175 с.
49. *Щербина В. В.* О геохимическом значении количественного отношения Ag/Au. — *Геохимия*, 1956, № 3, с. 65—73.
50. *Якжин А. А.* Закономерности размещения и формирования флюоритовых месторождений Забайкалья. М., Госгеолтехиздат, 1962, 250 с.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение	4
Глава 1. Основы геометризации и анализа геологических полей месторождений полезных ископаемых	7
Основные понятия	7
Разновидности геологических полей	7
Регулярные и случайные составляющие геологических полей. Уровненное строение геологических полей	9
Требования, предъявляемые к аппроксимирующим геологические поля функциям. Математические действия с функциями, заданными графически	13
Типизация решений геологических задач	17
О применении математических методов в геологии	22
Глава 2. Методика изучения пространственных соотношений геохимических полей	29
Постановка вопроса	29
Экспериментально-теоретическое обоснование метода изучения пространственных соотношений геохимических полей	31
Статистическая обработка данных химического опробования руд	42
Глава 3. Парагенезисы компонентов руд и пространственные соотношения гомогенных геохимических полей	54
Постановка вопроса	54
Общие условия рудообразования и закономерности соотношений геохимических полей	55
Парагенезисы компонентов руд месторождений полезных ископаемых и соотношения их геохимических полей	63
Глава 4. Полигенерационность состава руд, зональность строения рудных тел и соотношения гетерогенных геохимических полей	90
Постановка вопроса	90
Полигенерационность состава руд и структуры корреляционных полей	92
Зональность строения рудных тел и изменение модулей оценок пространственных соотношений геохимических полей	105
Заключение	119
«Список литературы	124

Владимир Фадеевич Мягков

**Геохимический метод парагенетического
анализа руд**

Редактор издательства В. В. Кузовкин
Обложка художника Л. Н. Курьеровой
Художественный редактор Е. Л. Юрковская
Технический редактор Т. А. Герчикова
Корректор Т. М. Столярова
ИБ № 4896

Сдано в набор 24.08.83. Подписано в печать 11.04.84. Т-09515.
Формат 60×90^{1/16}. Бумага типографская № 2. Гарнитура «Литературная».
Печать высокая. Усл. печ. л. 8,0. Усл. кр.-отт. 8,25. Уч.-изд. л. 8,9.
Тираж 2500 экз. Заказ 439/8890—14. Цена 45 коп.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,
Третьяковский проезд, 1/19
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

Вниманию читателей!

**В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НЕДРА»
ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ НОВЫЕ КНИГИ**

Каганович С. Я.

ЭКОНОМИКА МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

2-е изд., перераб. и доп. 1985.— 13 л., ил.— 2 р.

Обоснована научная специализация экономики минерального сырья, показаны ее задачи и взаимосвязь со смежными науками. Даны основные геолого-экономические понятия и термины. Рассмотрены системная характеристика минерально-сырьевой базы, закономерности и тенденции ее развития. Охарактеризованы основные научные и практические проблемы экономики минерального сырья. Второе издание (1-е изд.— 1975) переработано и дополнено с учетом новых материалов по методам анализа, планирования и прогнозирования минеральных ресурсов, по экономической оценке месторождений полезных ископаемых и др.

Для экономистов, геологов и других специалистов, занимающихся вопросами экономики минерального сырья и развития минерально-сырьевой базы.

Смирнова А. С.

ИНФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ В ГЕОЛОГИИ

1985.— 12 л., ил.— 1 р. 80 к.

Рассмотрены особенности и составные части геологической информации: геологическое знание, документы — носители знания и язык — средство фиксирования знания. Описаны методы анализа и оценки геологической информации. Информационный анализ изложен на базе рассмотрения различных геологических задач. Даны практические рекомендации по использованию результатов информационного анализа при создании автоматизированных информационно-поисковых систем и банков данных применительно к основной геологической деятельности.

Для геологов и других специалистов, связанных с получением и обработкой геологической информации, а также разработкой автоматизированных информационных систем в геологии.

Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу, или заказать через отдел «Книга — почтой» магазинов:

№ 17 — 199178, Ленинград, В. О., Средний проспект, 61;

№ 59 — 127412, Москва, Коровинское шоссе, 20.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»

45 коп.

103
—
1

4486

НЕДРА