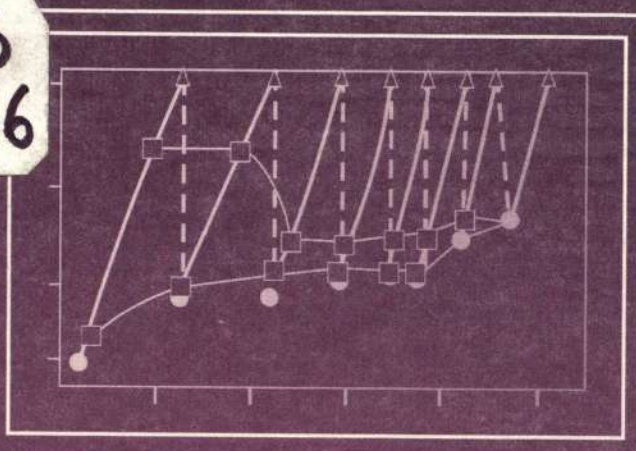
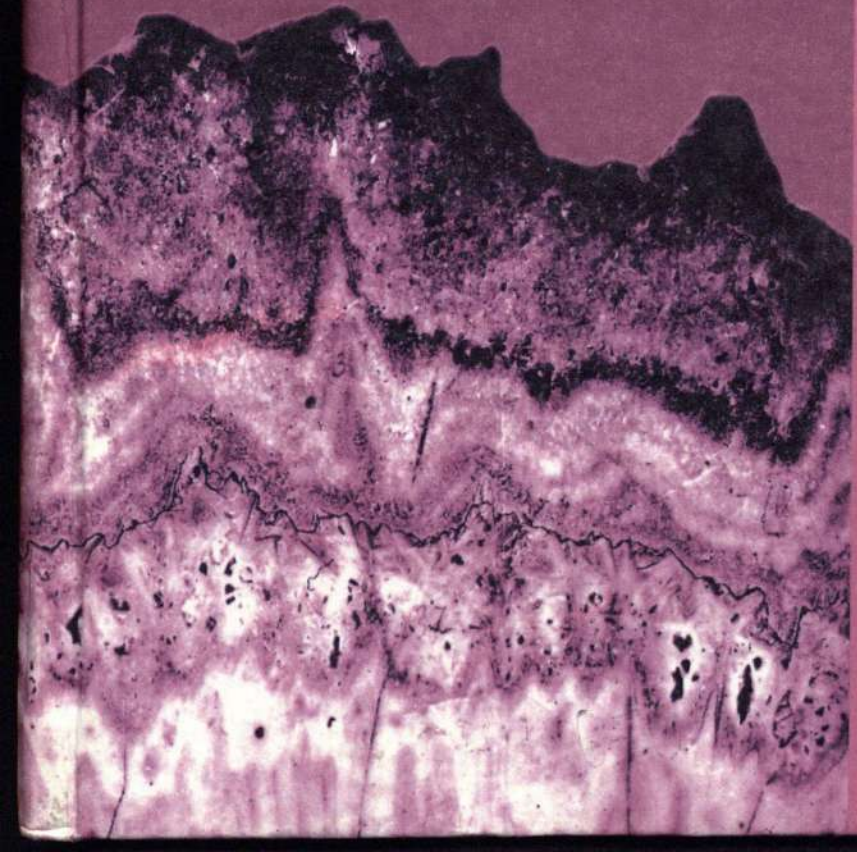
Г.А. ЮРГЕНСОН

К3
Ю66



ТИПОМОРФИЗМ И РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ



НОВОСИБИРСК
"НАУКА"

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ЧИТИНСКИЙ ИНСТИТУТ ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ
ЧИТИНСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
SIBERIAN BRANCH
CHITA INSTITUTE OF NATURAL RESOURCES
CHITA DEPARTMENT OF THE MINERALOGICAL SOCIETY

Библиотеке
им А. С. Пушкина
от автора

10.08.04

G.A. YURGENSON

TYPOMORPHISM
AND ORE FORMATIONS

Editor
Prof., Dr. Sc. *A.I. Trubachyov*

NOVOSIBIRSK
"NAUKA"
2003

Г.А. ЮРГЕНСОН

ТИПОМОРФИЗМ
И РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук,
профессор *А.И.Трубачев*

НОВОСИБИРСК
"НАУКА"
2003

К33.23 +26.32523 V
Ю-66

~~УДК 549.~~514 : 553.2
ББК ~~26.~~31
~~Ю14~~

Юргенсон Г.А. Типоморфизм и рудные формации. — Новосибирск: Наука, 2003. — 368 с.
ISBN 5-02-031968-6.

В монографии на современном уровне знаний рассмотрена проблема типоморфизма и приведены результаты изучения типоморфизма кварца, пирита, арсенопирита, халькопирита, сфалерита, вольфрамита и флюорита месторождений различных рудных формаций, связанных с кварцевыми жилами. Для сравнения изучен типоморфизм указанных минералов пегматитов, медистых песчаников, а также полиметаллической, медно-никелевой, медно-порфировой и других формаций. Описаны явления типоморфизма минеральных тел различных уровней организации минерального вещества, установлены метрируемые типоморфные признаки. Предложена универсальная эволюционная минералогенетическая модель месторождений, связанных с кварцевыми жилами, построенная с учетом градиентов типоморфных признаков в объеме минеральных тел и их сообществ. Выявлены количественные минералого-геохимические критерии рудно-формационного анализа и на их основе разработан оригинальный способ рудно-формационной типизации эндогенных месторождений.

Для минералогов, геологов, занимающихся изучением, прогнозированием, поисками и разведкой рудных месторождений, аспирантов, студентов.

Табл. 91. Ил. 128. Библиогр.: 430 назв.

Yurgenson G.A. Typomorphism and Ore Formations. — Novosibirsk: Nauka, 2003. — 368 p.

In the monography a problem of typomorphism is considered at the present state of knowledge and results of studying quartz, pyrite, arsenopyrite, chalcopyrite, sphalerite, wolframite, and fluorite typomorphism of different ore deposits formations, linked to quartz veins, are given. For comparison typomorphism of the mentioned minerals of pegmatites, copper sandstones, and also polymetallic, copper-nickel, copper-porphyric and other formations has been studied. Minerals solids typomorphism phenomena of different organisation levels of mineral substance have been considered, metrizable typomorphic signs have been determined. Universal evolutionary mineralo-genetic model of deposits, linked to quartz veins, built with regard to gradients of typomorphic signs in the body of mineral solids and their communities, has been suggested. Quantitative mineralogical-geochemical criteria of ore-formation analysis have been revealed, and on their base an original method of ore-formation typification of endogene deposits has been elaborated.

The book is intended for mineralogists, geologists, engaged in study, forecasting, search and prospecting of ore deposits, students, post-graduates.

Tab. 91. Il. 128. Ref. 430.

Рецензенты
доктор геолого-минералогических наук, профессор *Л.Ф. Наркелюн*
кандидат геолого-минералогических наук *А.Д. Сергеев*
кандидат геолого-минералогических наук *Б.Н. Абрамов*

Утверждено к печати Ученым советом
Читинского института природных ресурсов СО РАН

Издание осуществлено при финансовой поддержке Сибирского отделения РАН

ТП-02-II-№ 148

ISBN 5-02-031968-6,

© Г.А.Юргенсон, 2003
© Российская академия наук, 2003
© Оформление. "Наука".Сибирская издательская фирма РАН, 2003

Фонд хранения
Читинская областная БИБЛИОТЕКА им. А.С. Пушкина
с. 744650

СПИСОК ОСНОВНЫХ СОКРАЩЕНИЙ

АРФ	— анализ рентген-флюоресцентный
ВД	— вакуумная декрепитация
ВИГРЭ	— Верхнеиндигирская геолого-разведочная экспедиция
ГЖВ	— газово-жидкое включение
ГРР	— геолого-разведочные работы
ГСР	— геолого-съемочные работы
ДП	— диэлектрическая проницаемость
ДТА	— дифференциальный термовесовой анализ
ЕТЛ	— естественная термолюминесценция
ЖК	— жильный кварц
ЗабКНИИ	— Забайкальский комплексный научно-исследовательский институт
ИГФМ АН Украины	— институт геохимии и физики минералов Академии наук Украины
ИКС, ИК-спектр	— инфракрасная спектроскопия, инфракрасный спектр
К	— соотношение концентраций воды и углекислоты
ЛФ	— легкая фракция
МГИ	— минералогенетическая информация
МГР	— минералогический резонанс
МЗСФ	— малоглубинная золотосеребряная формация
МС	— минералообразующая система
МР	— минералообразующий расплав (раствор)
МФ	— минералообразующий флюид
Н.д.	— нет данных
РТЛ	— рентгенстимулированная термолюминесценция
РС	— рудообразующая система
СА	— спектральный анализ
СВКНИИ	— Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт СО АН СССР
СКС	— совершенство кристаллического строения
ТВ	— твердые вростки сингенетичные
ТЛ	— термолюминесценция
ТЛ-грамма	— термолюмограмма

$T_{гом}$ — температура гомогенизации
ТРВ — твердые расплавные включения
ТЭДС — термоэлектродвижущая сила
УОМВ — уровень организации минерального вещества
ФВ — флюидное включение
Ф/П — фотометрия пламени
ЭДЦ — электронно-дырочный центр
ЭПР — электронный парамагнитный резонанс
ЭЯ, ПЭЯ — элементарная ячейка, параметры элементарной ячейки
ЯГРС — ядерная гамма-резонансная спектроскопия
n — объем выборки
$\bar{x}$ — среднеарифметическое значение
σ — среднеквадратичное отклонение
PTX — физико-химические параметры: давление, температура, концентрация

... изучение минералов с точки зрения их типоморфизма... приобретает огромное значение...
А.Ферсман

ПРЕДИСЛОВИЕ

13 ноября 2003 г. мы будем отмечать 120-летие со дня рождения А.Е.Ферсмана, основоположника изучения типоморфизма в нашей стране. Закладывая основы учения о типоморфизме минералов, он со свойственной ему глубиной понимания проблемы указывал, что при исследовании минерального вещества, а типоморфизма в особенности, необходим "... учет ряда мельчайших примесей, деталей строения и формы и особенно весь тот комплекс ... особенностей, которые в последнее время — господства теорий над точным фактом — недостаточно наблюдались, неполно описывались и совершенно не учитывались" [Ферсман, 1940, с. 282]. Рекомендации А.Е. Ферсмана нашли воплощение в трудах целой плеяды советских минералогов, его учеников и последователей Ф.В. Чухрова, А.И. Гинзбурга, Н.В. Петровской, Н.П. Юшкина, Н.З. Евзиковой и многих других. В 60–80-х гг. XX в. явление типоморфизма стало неотъемлемым компонентом минералогических исследований. Более того, в 1970–1980-х гг. типоморфизм минералов стал широко внедряться и в практику геолого-разведочных работ.

В результате смены общественно-экономической формации на территории бывшего Советского Союза к началу XXI в. сложилась ситуация, при которой, несмотря на большое число разведанных и эксплуатировавшихся рудных месторождений, минерально-сырьевая база страны оказалась в существенной мере не обеспеченной рудами, позволяющими организовать рентабельное горно-добывающее производство и производить конкурентоспособные продукты их обогащения [Геологические исследования..., 1999]. Финансируемая государством геологическая отрасль на протяжении 1985–2001 гг. была ориентирована на региональные ГСР, преимущественно Геолкарт-1000 и -200 нового поколения. Вследствие крайне недостаточного финансирования при их составлении получение нового полевого фактического материала было незначительным. В основном произошло переосмысление имевшейся базы аналитических данных с использованием новых компьютерных технологий. На основе привлечения концепций глобальной тектоники плит, новых представлений о процессах миграции мантийного вещества и взаимодействий его с коровым материалом, перевода части стратифицированных метаморфических комплексов в продукты фрикционных процессов и рисовки вместо них пластин бластомилонитов получена новая трактовка временной последовательности и метаморфизма древних, прежде всего архей-протерозойских, толщ в сторону омоложения. В результате компьютерной обработки геохимических данных в сочетании с новыми представлениями о возрасте наложенных процессов отрисованы контуры контрастных геохимических полей и определены площади, перспективные для

поисков тех или иных рудных месторождений. На этом основании с учетом геолого-геофизических данных произведена оценка ресурсов категорий P_2 и P_3. Ресурсный потенциал достаточно велик, но отсутствуют достоверные количественные критерии его соответствия в каждом конкретном случае залегающим на глубине рудным массам.

В результате тех же региональных ГСР увеличилось число известных выходов на дневную поверхность фрагментов зон окварцевания, пиритизации, флюоритизации и других видов минерализации. Их классификация в аспекте отношения к месторождениям определенных рудных формаций также производится лишь с позиций присутствия закономерных ассоциаций тех или иных химических элементов, их минеральных форм, если они есть, и концентраций. В основе ее лежат обычные представления о геохимической зональности эндогенных ореолов без достаточного учета знаний о количественных связях между составом и свойствами минералов, слагающих эти зоны минерализации, с рудно-формационной принадлежностью прогнозируемых объектов.

В практике ГРР, касающейся поисков слепого оруденения, особенно в части оценки рудно-формационной принадлежности прогнозируемых эндогенных объектов и их масштабов, до сих пор существует разрыв между достижениями в области минералогического картирования и изучения типоморфизма минералов и их использованием в производственной геологической практике. Разрыв этот обусловлен прежде всего отсутствием универсальной модели функционирования минерало- и рудообразующих систем эндогенных рудных формаций.

Данная работа направлена на выявление и использование типоморфных признаков минеральных тел в качестве объективных формализованных характеристик численных значений минералого-геохимических параметров рудных образований, которые можно было бы эффективно использовать при разработке генетических, геодинамических, физико-химических моделей рудно-магматических систем, рудных тел, представленных кварцевыми жилами и другими рудоносными телами и их сообществами, в качестве теоретической основы для локального прогнозирования, а также рудно-формационной типизации слабо изученных объектов. Актуальность ее заключается в критическом состоянии поисково-разведочной практики в части прироста и качественного улучшения минерально-сырьевой базы, когда необходимость разбраковки и оценки сотен тысяч рудоносных объектов сталкивается с недостатком надежных однозначных критериев оценки и влечет за собой непомерные материальные затраты.

Идея использования явления типоморфизма минеральных тел разных уровней их организации для выявления минералого-геохимических, рудно-формационных и поисково-оценочных критериев обусловлена тем, что геолого-структурные методы прогнозирования оруденения даже в комплексе с геохимическими критериями для определения вероятной рудоносности кварцевых, кварцево-сульфидных жил и иных минеральных тел, в которых анализом не установлены концентрации рудных элементов, соответствующие промышленным кондициям, далеко не всегда приводят к однозначным результатам.

Автор надеется, что предлагаемый опыт изучения типоморфизма послужит не только переводу рудно-формационного анализа на количественную основу, но и использованию его в практической геологии.

ВВЕДЕНИЕ

Предлагаемая читателю работа основана на более чем 30-летнем опыте (1968–2000 гг.) изучения типоморфизма минералов различных месторождений полезных ископаемых Евразии. Основной целью, которую поставил перед собой автор в 1968 г., было определение минералого-геохимических критериев рудно-формационной типизации, поисков и оценки рудоносности на основе изучения типоморфизма главных рудообразующих минералов кварцевых жил.

В качестве основных задач определялись: 1) разработка и внедрение рационального комплекса методов изучения типоморфизма; 2) изучение явления типоморфизма и совершенствование типоморфического анализа; 3) сравнительное изучение жильного кварца и главных рудообразующих минералов жильных месторождений различных генетических и формационных типов для определения типоморфных, устойчивых пределов вариаций численных значений характеристик их состава и свойств; 4) на основе типоморфизма выявление объективных формализованных физико-химических минерало(рудо)-генетических признаков и критериев условий образования жильного кварца и парагенных с ним минералов, рудоносных кварцевых жил и разработка обобщенной минералогенетической модели минералогенетических систем, генерирующих кварцевые жилы и их сообщества; 5) разработка минералого-геохимических критериев генетической и рудно-формационной типизации; 6) разработка научных основ использования типоморфизма для поисков слепого оруденения и количественных минералого-геохимических критериев глубинных поисков и оценки оруденения, связанного с жильным кварцем.

В данной монографии изложены результаты исследований по первым пяти задачам. Научные результаты, полученные в процессе решения шестой задачи, являются предметом специальной монографии.

Логика постановки задачи и ее решения сводилась к тому, чтобы на основе сравнительного изучения жильного кварца и рудообразующих минералов месторождений различных генетических и формационных типов выявить устойчивые количественные признаки и критерии условий их образования, разработать универсальную физико-химическую гео- и минералогенетическую модель формирования рудоносных жил, получить формализованные минералого-геохимические критерии для рудно-формационной типизации эндогенных жильных месторождений. Методологическая научная основа решения задачи заключается в использовании закона минералогенетического соответствия (резонанса по Н.П.Юшкину), минералогенетической информации [Юш-

кин, 1977], заключенной в рудоносных телах различных уровней организации минерального вещества [Критерии..., 1986; Юргенсон, 1989а,б], явления типоморфизма как отражения вариаций признаков условий минералообразования в вариациях состава, структуры и свойств соответствующих им минералов, типоморфического анализа для определения комплекса независимых признаков эталонных объектов и использования индекса близости к эталону как инструмента типизации при рудно-формационном анализе и оценке масштабов новых объектов [Юргенсон Г.А., Юргенсон Т.Н., 1991]. Определению условий образования жильного кварца и других рудообразующих минералов (сульфиды, вольфраматы, флюорит), механизму формирования рудоносных жил через посредство явления типоморфизма слагающих их минералов и минеральных комплексов, а также обоснованию и разработке количественных критериев рудно-формационной типизации рудоносных жил и жильных зон посвящена предлагаемая работа.

После неоднократных плодотворных обсуждений проблемы с В.М. Винокуровым, Ф.И. Вольфсоном, А.И. Гинзбургом, Д.П. Григорьевым, А.Г. Жабиным, А.С. Марфуниным, Н.В. Петровской, Л.В. Таусоном и другими специалистами задачи были уточнены и опубликованы [Юргенсон, 1972–1974]. После завершения первой очереди работ по типоморфизму жильного кварца (первые три задачи [Юргенсон, 1976а, б, 1984а, б; А.с. 1189244 СССР]), положительного опыта использования его типоморфных признаков для разработки количественных критериев определения принадлежности халцедоновидного кварца к месторождениям малоглубинной золотосеребряной формации возможность решения задач 4–6 стала очевидной. Был существенно расширен круг минералов и месторождений. В сферу изучения вовлечены парагенные с кварцем сульфиды, флюорит, а также вольфраматы, турмалин, гранат и некоторые другие минералы.

Непосредственно автором либо под его руководством изучен кварц типичных жильных месторождений золота, серебра, сурьмы, молибдена, вольфрама, олова, флюорита, камерных, слюдоносных и редкометалльных пегматитов, жил безрудного кварца, халцедоны и агаты. В пределах рудных формаций выбирались крайние и переходные к другим формациям представители; учитывалась контрастность вмещающей среды. Поскольку автор, вслед за Н.В. Петровской [1973], Р.М.Константиновым [1973] и другими исследователями, придерживается представлений о необходимости выделения рудных формаций и по глубине их образования, им были выбраны типичные представители глубинных, средне-, малоглубинных и приповерхностных объектов.

Исследован жильный кварц и парагенные минералы золоторудных и золотосеребряных месторождений Северо-Востока СССР (Караль-Веемское, Кармакенское, Дукатское, Ойра, Хаканджинское, Берелехский рудный узел и бассейн р. Малой Столбовой), Камчатки (Агинское и Сергеевское), Нижнего Приамурья (Многовершинное), Среднего Приамурья (Токурское), Яно-Колымского золотоносного пояса (Нежданинское), Северного Забайкалья (Верхнесакуканское, Курунг-Юряхское, Перевальное, Верхний Бахтарнак, Ирокиндинское), Восточного Забайкалья (Балейский, Дарасунский, Итака-Могочинский рудные узлы), Западного и Центрального Забайкалья (Любовь-Хавергинский и

Воскресенский рудные узлы), Кузнецкого Ала-Тау (Коммунаровское и Саралинское рудные поля), Енисейского кряжа (Советское), Кызыл-Кумов (Мурунтау, Мютенбай, Бесапантау, Триада), Среднего Урала (Березовское); молибденовых и золотомолибденовых месторождений Забайкалья и Прибайкалья (Жирекенское, Давендинское, Алексеевское, Ключевское, Шахтаминское, Бугдаинское, Мало-Ойногорское); вольфрамовых и оловянно-вольфрамовых месторождений Севера Якутии (Полярное, Одинокое), Приморья (Забытое), Кавказа (Кти-Тебердинское), Забайкалья и Прибайкалья (Букукинское, Белухинское, Спокойнинское, Шумиловское, Нортуйское, Бом-Горхонское, Джидинский рудный узел, Булуктаевское, грейзены Шерловой Горы и др.), Монголии (Их-Хайрханское, Онгон-Хайрхан, Хар-Чулуу, Чулун-Хуриэте, Бурэн-Цогто, Цаган-Дава и др.); оловорудные Приморья (Арсеньевское, Перевальное), Забайкалья (Шерловогорское), Монголии (Модото и др.); месторождений флюорита Забайкалья (Солонечное, Усуглинское, Березовское, Уртуйское, Верхнекручининское, Калангуйское), Таджикистана (Верхний Такоб, Бигар, Кальтуч, Кандара, Тунихаров, Диамалик, Казнок, Иджам, Дараи-Пиез и др.), Монголии (Берхэ); мусковитовых пегматитов Восточной Сибири (Мамско-Чуйский район), Забайкалья (Каменское поле); редкометалльных пегматитов Забайкалья (Завитинское, Орловское, Черновское, Кручининское, Кангинское поля), Афганистана (Друмгальское, Дараи-Пичское, Канаканское, Куламское, Парунское поля); камерных и миароловых пегматитов Казахстана (Ак-Джайляу), Забайкалья (Борщовочный кряж: Кибиревское, Дорогой Утес; Малханский хребет); ртутных месторождений Донбасса; полиметаллических месторождений Кавказа (Садонское) и Болгарии (Моджарово), безрудный халцедоновидный жильный кварц депрессионных зон Забайкалья (Читино-Ингодинская, Ундино-Даинская депрессии), пострудный кварц рудных месторождений (Забайкалье); агаты и халцедоны Забайкалья, Тимана, Примагаданья, Приамурья. В работе упоминается более 100 месторождений и проявлений.

Отнесение изученных месторождений к той или иной рудной формации основано на литературных данных В.А. Кузнецова, Н.В. Петровской, Р.М. Константинова, А.И. Гинзбурга, А.Д. Щеглова, Д.В. Рундквиста, П.А. Строны, В.И. Смирнова, В.И. Сотникова, А.А. Оболенского, А.И. Кривцова, В.Т. Покалова, С.Ф. Лугова, Г.Г. Родионова и др., и на собственных наблюдениях. Принятые глубины образования месторождений (км): глубинных — более 3, среднеглубинных — 0,5–3,0, малоглубинных — 0,01–0,5–1,0. В основу такого деления легли данные как Н.В. Петровской и др. [1976], так и наши по вскрытой Опытным карьером верхней части I рудной зоны Тасеевского месторождения, где тонкие хвосты жилы № 1, секущие надрудные опал-халцедоновые гейзериты, выклиниваются примерно в 10 м от палеоповерхности, что определяет верхнюю границу малоглубинных месторождений. Нижняя граница находится в начале выклинивания оруденения на горизонте 466 м и появлением здесь же верхних частей среднеглубинных жил [Месторождения Забайкалья, 1995]. Принятая рабочая рудно-формационная классификация изученных объектов дана в табл. 1.

Каменный материал для изучения собран и исследован автором на месторождениях золота и серебра (Караль-Веемское, Карамкенское, Дукатское, Много-

Таблица 1

Рудно-формационная систематика изученных месторождений

Рудная формация	Рудно-формационные признаки и месторождения			
	Фация глубинности	Связь с магматизмом, морфологический тип, вмещающая среда	Минеральный тип	Месторождение
1	2	3	4	5
Золотосеребряная — халцедон (адуляр)-кварцевая	Малоглубинная	В связи с близповерхностной гидротермальной деятельностью	Малосульфидный золотосеребряно-сульфосольно-силикатно-кварцевый	Балейско-Тасеевское
		Без четко выраженной связи	То же	Куниканское (непромышленное)
		С четко выраженной связью	»	Агинское
		То же	Малосульфидный золотоаргентитово-сульфосольно-адулярово-кварцевый	Карамкенское
		С четко выраженной связью и наложенным пострудным магматизмом	Малосульфидно-золототеллуридно-сульфосольно-силикатно-кварцевый со скарновым комплексом	Многовершинное, Хаканджинское
Золотофлюоритово-кварцевая		То же	Серебряно-аргентитово-сульфосольно-галенитово-сфалеритово-адулярово-кварцевый со скарновым комплексом	Дукатское
	Малоглубинная и переходная к малоглубинной	С четко выраженной связью	Малосульфидный золотоаргентитово-сульфосольно-гематитово-пиритово-кварцевый	Малеевское, Мютенбай
		Без видимой связи, на контактах палеозойских гранитов и биотитовых гнейсов и сланцев	Золотопетцитово-сульфидно-адулярово-флюоритово-кварцевый	Верхнекручининское

Флюоритовая		Без четко выраженной связи	Кварцево-флюоритовый	Солонечное, Усуглинское, Березовское, Уртуйское, Бэрхэ, Рамит, Комсомольское и др.
			Сульфид-кварцево-флюоритовый	Калангуйское, Такоб, Кандара, Диамалик, Сабах, Турпи и др.
			Кальцит-баритово-флюоритовый	Абагайтуйское, Могов, Тунихарв, Красные Холмы, Кальтуч, Верхний Бигар и др.
Ртутно-сульфидно-флюоритовая	То же	То же	Киноварь-антимонит-флюоритовый	Валанги-Дароз, Иджама, Маргузер, Тау Таш, Кангоч, Турк-Парида, Кавнок
Редкометалльно-флюоритовая	Среднеглубинная	С четко выраженной связью с магматизмом	Пегматитовый	Дараи-Пиез, Тро, Адун-Челон и др.
			Грейзеновый	Шерловая Гора, Савинское № 5
			Оптического флюорита	Казнок, Кули-Калон, Пушневат, Джушхар
Золотосульфидно-кварцевая			Золотосульфосольно-антимонитово-арсенопиритово-кварцевый	Итакинское
			Золотосульфидно-кварцевый	Карийское рудное поле (Пильненское, Дмитриевское, Сульфидная)
		Жилы в диафторированных породах амфиболитовой фации	То же	р. Малая Столбовая, Верхний Бахтарнак, Кедровое, Каролонская зона
		С четко выраженной связью и локализацией в магматических породах или вулканогенно-осадочных толщах, на контактах диабазов и песчаниково-сланцевой толщи	Малосульфидный золото-кварцевый	Коммунаровское, Саралинское, Караль-Веемское

Продолжение табл. 1

1	2	3	4	5
Золотосульфидно-кварцевая	Среднеглубинная	В гранодиоритах, щелочных гранитах	Малосульфидный золото-кварцевый	Фатимовское
		Парагенетические и генетические с диорит-монцонитами, диоритовыми порфиритами монцонитового ряда, щелочными диоритами и габбро	Умеренно-сульфидный (5–10 %) золотосульфидно-кварцевый	Среднеголготайское, отдельные зоны Верхнеалиинского (Восточная, Западная), Сосновское, жила Алексеевская
		То же	Золотосеребряный сульфидно-кварцевый	Теремки
		В связи с граносиенитами и щелочными гранитами	Золотокварцево-сульфидно-магнетитово-силикатный	Талатуйское, Новинка
Золотокварцево-сульфидная		С четко выраженной связью, жильный	Золотосульфосольно-кварцево-сульфидный (сульфидов до 50 % и более)	Дарасунское, Ключевское, Березовское, Уконикское
Золотокварцевая		Без четко выраженной связи, в песчаниково-сланцевых толщах, жильный, в сопровождении даек кислого состава	Малосульфидный золото-кварцевый	Токурское
		То же	То же	Нежданинское, Воскресенское, Любавинское, Николаевское, Хавергинское
		»	Золотоантимонитово-кварцевый	Сарылахское
		В биотитовых сланцах, амфиболитах, мраморах, минерализованные жилы и зоны	Золотошеелитово-арсенопиритово-кварцевый	Казаковское
	Переходная к глубинной и глубинная	В песчанико-сланцевых толщах биотитовой субфации фации зеленых сланцев, без четко выраженной связи с магматизмом, кварцевые жилы, линзы, зоны штокверков	Малосульфидный золото-кварцевый	Советское, Мурунтау

		Без четко выраженной связи, но с парагенетической связью с граносиенитами, жильные зоны, штокверки	То же	Бесапантау, Мютенбай
		Жилы в диафторированных породах амфиболитовой фации	»	Ирокиндинское
Медно-молибден-порфировая и переходная к ней	Среднеглубинная	С четко выраженной связью с гранитным магматизмом, в нормальных и субщелочных гранитах	Золотосульфидно-молибденитово-сульфидный	Давендинское, Шахтаминское
		То же	Золотошеелитово-молибденитово-халькопиритово-пиритово-пирротиново-кварцево-полевошпатовый	Бугдаинское
		»	Молибденит-халькопирит-пирит-кварцево-полевошпатовый	Жирекенское
		То же, в роговиках	Шеелит-молибденит-сульфидно-силикатный	Мало-Ойногорское
Шеелит-сульфидно-силикатная		С видимой связью, в биотитовых сланцах, гнейсах, амфиболитах	Шеелит-арсенопирит-силикатно-кварцевый	Кти-Тебердинское, Пешковское
Касситерит-силикатная		С четко выраженной связью с гранитоидами	Сульфид-касситеритово-кварцевый	Арсеньевское, Шерловогорское
Грейзеновая		То же	Вольфрамитово-кварцевый	Спокойнинское, Их-Хайрханское, Нортуйское, Букукинское, Белухинское, Шумиловское, Джидинский рудный узел и др.
		»	Вольфрамит-касситеритово-кварцевый	Полярное, Забытое, Комсомольское, Модото и др.
		»	Вольфрамит-молибденит-касситерит-берилл-топазово-кварцевый	Шерловая Гора

Окончание табл. 1

1	2	3	4	5
Грейзеновая	Среднеглубинная	С четко выраженной связью с гранитоидами	Гельвин-вольфрамит-молибденит-шеелит-берилл-флюорит-пирит-кварцево-полевошпатовый	Булуктаевское
Хрусталеносная		В кварцитах с телами аляскитов	Гематит-карбонатно-кварцевый	Перекатное
Пегматиты: редкометалльные и хрусталеносные		С четко выраженной связью с гранитоидами	Микролит-колумбит-лепидолитово-топазовый	Орловское
		То же	Микролит-колумбит-лепидолит-турмалиново-сподуменовый	Друмгал, Нилау, Кулам, Гурсалак
		Прямая связь с магматизмом, в гнейсах и амфиболитах	Пегматитовый микролит-берилл-лепидолит-кварц-альбитово-микроклиновый	Черновское
		В гранитогнейсах, в кристаллических сланцах и гранитах	Лепидолит-берилл-турмалин-альбит-кварцево-микроклиновый	Борщовочный кряж, Малханский хребет
		В гранитах	Топаз-берилл-полевошпатово-кварцевый	Волынь
		»	Апатит-ортит-эпидот-альбит-микроклиново-кварцевый	Ак-Джайляу
мусковитовые	Глубинная	В кианит-кварц-мусковитовых гнейсах	Берилл-кварц-мусковитово-микроклиновый	Мамско-Чуйский район, Каменское поле, Яблоновый хребет
Гранулированный кварц		В сланцах и эпидотовых амфиболитах	Кварц	Антарктида, Урал
Медистые песчаники	—	В медистых песчаниках и микросланцах зеленосланцевой фации	Пирит-халькопирит-борнит-халькозин-серебромедный	Удоканское
		В медистых песчаниках, гравелитах, доломитах и сланцах биотитовой субфации фации зеленых сланцев	Пирит-халькопирит-халькозин-борнит-кобальтово-медный	Айнакское
Формация метаморфизованных магнетитовых пляжных песков		—	Циркон-мартит-магнетитовый с золотом	Удоканское

Примечание. С учетом данных В.А. Кузнецова и др. [1972], В.А. Кузнецова [1975], С.Ф. Лугова [Геология..., 1986], Д.И. Горжевского и др. [1986], Д.О. Онтоева [1974], А.А. Оболенского [1985], Н.В. Петровской и др. [1976], В.Т. Покалова [1992], М.М. Повилайтис [1976], Д.В. Рундквиста и др. [Критерии..., 1986]; и др.

вершинное, Токурское, Нежданинское, Сарылахское, Куранахское, Ирокиндинское, Балейское, Тасеевское, Сосновское, Среднеголготайское, Фатимовское, Шундуинское, Казаковское, Куниканское, Мунгинское, Чернозипунихинское, Верхнеалиинское, Дарасунское, Теремкинское, Талатуйское, Уконикское, Малеевское, Ишиканское, Любавинское, Николаевское, Советское, Березовское, Коммунаровское, Мурунтау, Мютенбай, Бесапантау), молибдена и золотомолибденовых (Жирекенское, Шахтаминское, Бугдаинское), вольфрама и золотошеелитовых (Кти-Тебердинское, Кургашинчатское поле в целом, Пешковское, Спокойнинское, Букукинское, Белухинское, Нортуйское, Шерловогорское (грейзены), золотосурьмяных (Сарылахское, Итакинское)), оловорудных (Шерловогорское, Хапчерангинское, Кострючихинское, Будюмканское), флюоритовых (Усуглинское, Солонечное, Березовское, Верхнекручининское), редкометалльных пегматитов и апогранитов (Орловское, Этыкинское, Завитинское, Кручининское и Черновское поля в Забайкалье, Друмгальское, Парунское, Дараи-Пичское поля в Афганистане, Изумрудные копи Среднего Урала), камерных пегматитов и пегматитов с драгоценными камнями (Ак-Джайляу в Казахстане; Киберевское, Дорогой Утес, Семеновское и др. в Борщовочном Кряже, Еловское, Саханайское, Талачинское, Адун-Челонское и другие пегматитовые поля в Забайкалье), мусковитовых пегматитов (Каменское в Забайкалье), полиметаллических (Савинское № 5, Садонское), медистых песчаников (Удоканское, Бурпалинское в Забайкалье, Айнакское, Санги-Софит, Джавхар, Дарбанд в Афганистане), хрусталеносных жил (Перекатное на Алданском щите), изумрудов в кварцево-ферридоломитовых жилах (Хенч, Херсканда, провинция Пандшер, Афганистан), безрудный халцедоновидный жильный кварц депрессионных зон Забайкалья, агаты и халцедоны в Забайкалье (Тулдун, Кремлевка, Бурунда, Торейские озера, Цаган-Нор, бассейн р. Онон и др.), Приамурье (бассейн р. Зея). На жильных месторождениях непосредственно ав-

с. 744650

Читинская областная библиотека им. А.С. Пушкина

тором проведены минералогическое картирование, изучение строения, зональности и минерального состава.

По другим месторождениям из перечня изученных объектов каменный материал частично или полностью представлен сотрудниками ЗабНИИ П.М. Аносовым, В.Ф. Атрошкиным, В.П. Бородиным, Е.Т. Вороновым, В.Г. Дзассоховым, У.А. Корчагиным, В.Г. Котельниковым, С.С. Максимовым, С.А. Омельяненко, Е.А. Поздняком, А.М. Стреловым, В.И. Сизыхом, Е.А. Суматохиным, О.П. Ткаченко, Б.М. Туниным и сотрудниками других организаций — Л.И. Бочек (Агинское, ЦНИГРИ), В.В. Бресковской (Моджарово, Софийский университет), Л.П. Викуловой (Сухоложское, ВИМС), Е.И. Воробьевым (Мурунский массив, ГЕОХИ СО АН СССР), Н.А.Горячевым (Нежданинское, СВКНИИ АН СССР), И.А. Жуковой (Мамское, ВИМС), П.А. Ивановым (Мурунтау, МГРИ), П.Г. Кругловым (Саралинское, ПГО "Красноярскгеология"), Е.А. Ныркoвым (Никитовское, Тырныаузское, Новочеркасский политехнический институт), Г.М. Смоленцевым (Кти-Тебердинское, ПГО "Севкавгеология"), Ю.Н. и Т.Л. Припутневыми (Токурское, "Амурзолото"), А.Р. Файзиевым (флюоритовые месторождения Таджикистана, Таджикский университет), А.Ф. Храмцовым (ВИГРЭ ПГО "Якутгеология").

В процессе работы, которая в 1968–1995 гг. автором выполнялась вЗабНИИ, собрано и изучено более 14 тысяч образцов. Автором просмотрено около 14 тысяч шлифов, 3 тысяч аншлифов, 1300 протолочек, обработано 22 827 количественных и приближенно-количественных спектральных анализов, 2223 анализа методом фотометрии пламени на K, Na, Li, Cs, Rb, 2478 атомно-абсорбционных анализа на рудные элементы (Au, Ag, Bi, Hg, Pb, Zn, Cu, W, Sn и др.), 81 силикатный анализ, 2037 определений физико-химических характеристик ГЖВ методами термобарометрии, 231 анализ водных вытяжек из кварца и флюорита, 315 определений температур и 43 определения теплоты α-β-перехода кварца, 687 кривых выхода воды из кварца при его нагревании, 53 определения концентраций воды, углекислоты и азота в кварце методом фракционной конденсации, 3248 определений соотношений концентраций воды и углекислоты в кварце методом ИКС, использовано 4740 ИК-спектров кварца, флюорита, турмалина, в том числе снятых в диапазоне температур 75–971 К, 2268 определений степени СКС кварца, 392 определения ПЭЯ кварца, сульфидов и вольфрамита, 131 определение концентраций ЭДЦ в кварце методом ЭПР, 5320 термолюминесцентных анализов, в том числе 133 — методом рентгенстимулированной ТЛ, 89 электронно-микроскопических снимков кварца и пирита, 1230 определений ДП и tg порошков кварца и вольфрамита резонансным методом на разных частотах при температурах 20–300 °С, 698 определений микротвердости кварца, сульфидов, вольфрамитов, изучено 68 ЯГР-спектров сульфидов.

Основной объем анализов выполнен в ЗабНИИ, аналитическая служба которого (1964–1977 гг.) создавалась под непосредственным руководством автора. Часть количественных спектральных и химических анализов выполнена в ЦЛ ПГО "Читагеология", ВИМСе и Институте геохимии СО РАН, ИРГИРЕДМЕТе (Иркутск). Определение электропроводности при нагревании, ДП, выхода из кварца H_2O, CO_2 и N_2 методом фракционной конденсации, съемка ИК-спектров в диапазоне 75–971 К выполнено в Институте прикладной физики Иркутского

университета (В.Д. Перевертаев, Н.И. Дубовиков, В.П. Запков и др.). Концентрации ЭДЦ в кварце методом ЭПР выполнены в ИГФМ АН Украины в лаборатории И.В. Матяша А.Б. Бриком и др. и в ОИГГМ СО РАН М.Я. Щербаковой, ЯГР-спектры сняты А.В. Ехлаковым в ЧИПР СО РАН. Обработка данных на ЭВМ по различным программам выполнена ВЦ ПГО "Читагеология" и Иркутского политехнического института.

В сборе каменного материала, подготовке к исследованиям, выполнении ряда анализов в разное время принимали участие сотрудники лаборатории минералогии ЗабНИИ МГ СССР В.Н. Аношкин, В.М. Барановская, Е.И. Гусельникова, Л.Г. Заремба, А.А. Лисовская, А.А. Козаченко, В.М. Машеренков, О.К. Перминова, О.А. Распопина, Н.Г. Смирнова, Т.Г. Таянко, Г.Т. Тумуров, Е.В. Фомина, А.А. Черепанов, А.А. Чепуштанова, Т.Н. Юргенсон, химической (В.Н. Васильева, Г.Н. Суркова, А.А. Романова, Э.Г. Селютина), рентгеноспектральной (Л.И. Владимирова, Н.М. Дробышева, О.А. Демина, О.А. Мальцева, Э.Г. Козаченко, А.К. Табатарович, Г.Т. Тумуров и др.) и пробирной (П.П. Бусыгин, А.Н. Бурова) лабораториях ЗабНИИ МГ СССР — МПР РФ. Фотографии выполнены Т.П. Смирновой.

Помощь в оформлении и подготовке к печати оказали сотрудники ЧИПР СО РАН Н.С. Балуев и Л.М. Бадьина.

В процессе выполнения работы большую помощь оказали в разное время работники Мингео СССР, МЦМ СССР и Госкомитета по золоту, благородным металлам и алмазам И.М. Адельсон, С.Б. Альхимович, В.Е. Анферов, Б.И. Беневольский, Л.И. Бережная, В.М. Васильев, Г.А. Варфоломеев, С.Ф. Водясов, В.И. Воробьев, А.Ф. Воросов, Т.И. Высочина, Л.П. Гриненко, Д.Г. Гогиберидзе, Ю.И. Грянко, А.В. Гулина, А.Н. Гуров, Т.Т. Деревянко, А.Н. Журавлевич, В.И. Калашников, С.П. Карелин, В.В. Кузнецов, В.И. Лозовский, Л.К. Мамонов, А.П. Макаров, И.В. Можаров, В.Г. Молодцов, Г.П. Пацкевич, Г.П. Орлов, Л.Т. Савицкая, А.Ф. Садковский, Г.Ф. Самсонов, Г.С. Семенов, А.В. Суворов, С.А. Тарлецкий, А.И. Трушковский, Б.П. Тупицин, В.П. Унжаков, А.А. Федоренко, В.В. Федоров, А.Ф. Храмцов, О.Х. Цопанов, Ю.Н. Шошорин, Г.П. Шевяхов, С.П. Шубкин, А.Р. Янтимиров и др.

Обсуждение ряда вопросов с академиками Н.Л. Добрецовым, Д.В. Рундквистом, Н.П. Юшкиным, членом-корреспондентом АН УССР В.И. Матяшом, профессорами А.И. Гинзбургом, А.Г. Жабиным, Г.А. Сидоренко, И.И. Куприяновой, В.А. Франк-Каменецким, Д.П. Григорьевым, В.В. Мазаловым, докторами геолого-минералогических наук В.С. Балицким, В.Е.Вишняковым, М.С. Сахаровой, А.С. Таланцевым, А.В. Татариновым, Б.М. Шмакиным, кандидатами геолого-минералогических наук И.Т. Бакуменко, Р.В. Грабеклисом, Р.А. Баумштейном; В.И. Красниковым во многом способствовало выбору методологических подходов решения задачи и улучшению работы.

Автор выражает признательность указанным лицам и особенно благодарен Т.Н. Юргенсон, выполнившей огромную творческую работу по сбору материала, обработке аналитических данных и оформлению результатов исследований.

ГЛАВА 1

ЯВЛЕНИЕ ТИПОМОРФИЗМА И СОСТОЯНИЕ ЕГО ИЗУЧЕННОСТИ

1.1. Сущность явления типоморфизма и типоморфический анализ

Явление типоморфизма известно с начала XX в. Понятие о типоморфных минералах введено в науку Ф. Бекке в 1903 г. Им, а позже У. Грубенманом и П. Ниггли явление типоморфизма и типоморфные минералы использовались при анализе метаморфических фаций. Основы учения о типоморфизме минералов были заложены А.Е. Ферсманом в его классической работе о пегматитах [1940], где типоморфные минералы и типоморфные свойства их впервые нашли применение в качестве инструмента познания процесса минералообразования.

Учение о типоморфизме рассматривалось Ф.В. Чухровым [Типоморфизм..., 1972], Н.В. Петровской [1973], А.И. Гинзбургом и др. [1981], И.И. Киприяновой [Типоморфизм минералов, 1989], Д.П. Григорьевым [1961], А.Г. Жабиным [1979; Жабин и др., 1987], Н.З. Евзиковой [1984], В.И. Павлишиным [1983], Е.И.Доломановой и др. [1972] и др.

Специальное изучение методологической стороны проблемы выполнено Н.П. Юшкиным [1977]. Он показал, что явление типоморфизма с необходимостью вытекает из принципа (по Н.П. Юшкину — закона) минералогенетического резонанса, когда МГИ, закодированная в особенностях состава и свойств минерала, может стать типоморфным признаком условий его образования и существования. Поскольку МГИ поступает в минерал на всем протяжении его существования, появляется, как показал Н.П. Юшкин [1977], неопределенность при отнесении ее к определенному процессу. Более того, возникает неопределенность, выражающаяся в конвергенции, дивергенции и т.д. Поэтому необходимо среди ***типичных*** для данного процесса признаков (их может быть много) выделять и ***отличительные***, которые отличают данное явление (данный индивид минерального вида или совокупность таких индивидов) от всех других.

Например, среди розовых кварцев, являющихся типоморфными для пегматитов, выделяются две разности, различающиеся природой окраски, возникающей при гетеровалентном изоморфизме: в розовом кварце ядер камерных пегматитов она обусловлена замещением Si^{4+} на Ti^{3+}, а в аналогичном кварце заключительного процесса образования литиеносных пегматитов с фосфатами лития — вхождением вместо Si^{4+} комплекса Al^{3+} P^{5+} [Балицкий и др., 1996]. В данном случае типичным для пегматитов является розовая окраска кварца, а отличительным — различия в условиях образования, обеспечивающих ее появление на разных временных отрезках эволюции пегматитового расплава.

Введение понятий ***типического*** и ***отличительного*** в учении о типоморфизме становится важнейшим условием его изучения и использования в практике

НИР. Более детально это положение дано в специальных работах [Типоморфизм..., 1983, с. 5; Юргенсон Г.А., Юргенсон Т.Н., 1991, с.13].

Известны различные определения типоморфизма (А.Е. Ферсман, В.И. Павлишин, Н.П. Юшкин и др.). Наиболее полно, по мнению автора, соответствует сути лаконичная и емкая формулировка Н.П. Юшкина [1977]: "Типоморфизмом минералов называется их способность отражать генетическую природу в своей конституции и свойствах".

Главными при изучении типоморфизма минералов и слагаемых ими минеральных, в том числе рудных тел, являются сведения не столько об их конституции и составе вообще, сколько о мере отклонения от усредненного локатипа (по: [Н.П. Юшкин, 1977]) или матрицы. Мера отклонения в виде и числе дефектов, в составе и свойствах сквозных минералов (кварц, пирит, арсенопирит, слюды и др.) — важнейший их типоморфный признак. Как показывает опыт [Юргенсон, 1984б; Юргенсон Г.А., Юргенсон Т.Н., 1991; и др.], именно пределы вариаций дефектности структуры и состава сквозных минералов, выражающиеся через изменчивость свойств, позволяют перейти от изучения свойств и состава к использованию их как типоморфных признаков, а последних — в качестве критериев для создания моделей процесса минералообразования. Кроме того, поскольку явление типоморфизма в общем виде базируется на детерминизме, определение его должно предусматривать использование математического аппарата.

Из рассмотренных материалов дадим следующее определение явления типоморфизма, отражающее современные знания о нем.

Типоморфизм минералов — это отражение пределов вариаций физико-химических характеристик минералообразующих систем в пределах вариаций характеристик состава, структуры и других свойств соответствующих им минералов.

Для метрируемых признаков определение уточняется: ***типоморфизм минералов — это отражение пределов вариаций численных значений физико-химических характеристик минералообразующих систем в пределах вариаций численных значений характеристик состава, структуры и других свойств соответствующих им минералов:***

$$\lim V_{\text{тпм}} = \left(\lim V_{TPX_{\text{мс}}}\right), \tag{1}$$

где $V_{\text{тпм}}$ — вариация численных значений типоморфного признака минерала, $V_{TPX_{\text{мс}}}$ — вариация численных значений температуры, давления, концентрации вещества в минералообразующей системе. В конкретном случае предел вариации признака будет определяться не только пределами вариаций абсолютных значений T, P, X, но и скоростями их изменения:

$$\lim V_{\text{тпм}} = f\left(\lim \Delta V_{TPX_{\text{мс}}}\right), \tag{2}$$

где $\Delta V_{TPX_{\text{мс}}}$ — скорость изменения физико-химических характеристик, в общем случае имеющая вид

$$\lim \Delta V_{TPX_{\text{мс}}} = f\left\{\left[\left(T_i - T_{i_0}\right), \left(P_{i_1} - P_{i_0}\right), \left(X_{i_1} - X_{i_0}\right)\right]\right\} t^{-1}, \tag{3}$$

где t — время.

Предложенные формулы позволяют распространить явление типоморфизма для изучения не только минеральных индивидов, но и их сообществ различных уровней организации.

Типоморфными могут быть признаки, характеризующие как типичные для данных объектов свойства, на основе которых объединяется какая-либо их совокупность, так и отличительные, позволяющие из какого-либо множества выделить некую их совокупность.

Например, среди кристаллов пирита по развитию определенной грани (куба, октаэдра и др.) объединяются совокупности кубических, октаэдрических или кубооктаэдрических кристаллов. Но по особенностям других свойств, например наличию или отсутствию кривогранной штриховки, указывающей на скрытую комбинацию граней куба и пентагондодекаэдра, отличающих их от других кристаллов кубического габитуса, среди них выделяется частная совокупность, отличающаяся от всех других.

Выделение совокупностей производится либо на основе качественных (формы кристаллов, скульптура их граней, зональность и др.), либо количественных признаков. Для использования последних выделяются пределы вариаций метрируемых свойств или признаков.

Типоморфический анализ основан на сравнении объектов по численным признакам. В качестве объектов сравнения выступают эталон и сравниваемый объект.

1.2. Уровни организации минерального вещества и соответствующие им источники минералогенетической информации

При изучении типоморфизма минеральных тел необходимо учитывать принадлежность их к определенным уровням организации, выделяемым по "...иерархическому структурно-вещественному принципу" [Критерии..., 1986, с.18]. Представления об уровнях организации геологических объектов разрабатывались в 1965–1985 гг. В.И. Драгуновым, В.И. Васильевым, И.В. Круть, Ю.А. Косыгиным, Д.В. Рундквистом. Наиболее полно они рассмотрены применительно к рудно-формационному анализу Д.В. Рундквистом [Критерии..., 1986].

Процессы самоорганизации минерального вещества могут происходить на уровне элементарной ячейки, минерального индивида, минеральных агрегатов и их сообществ (минеральные ассоциации), дискретных полиминеральных тел (жилы, жильные зоны, залежи, линзы и др.), дискретных полиминеральных тел и их определенным образом структурированных сообществ (рудные поля, осадочные толщи, магматические комплексы, вулканоплутонические постройки и др.) и т.д.

Изучение типоморфизма минералов и их сообществ на разных уровнях их организации основано на существовании в минеральных телах в качестве неотъемлемой части определенным образом закодированной в ходе процесса самоорганизации или вызывавших изменения ее хода внешних факторов, минералогенетической информации [Юргенсон, 1989б]. Источниками МГИ в зависимости от УОМВ изучаемого объекта могут быть (рис. 1):

— минеральная и геохимическая зональность (рудно-формационный уровень или уровень месторождений и составляющих их жильных зон, жил и других геологических тел);

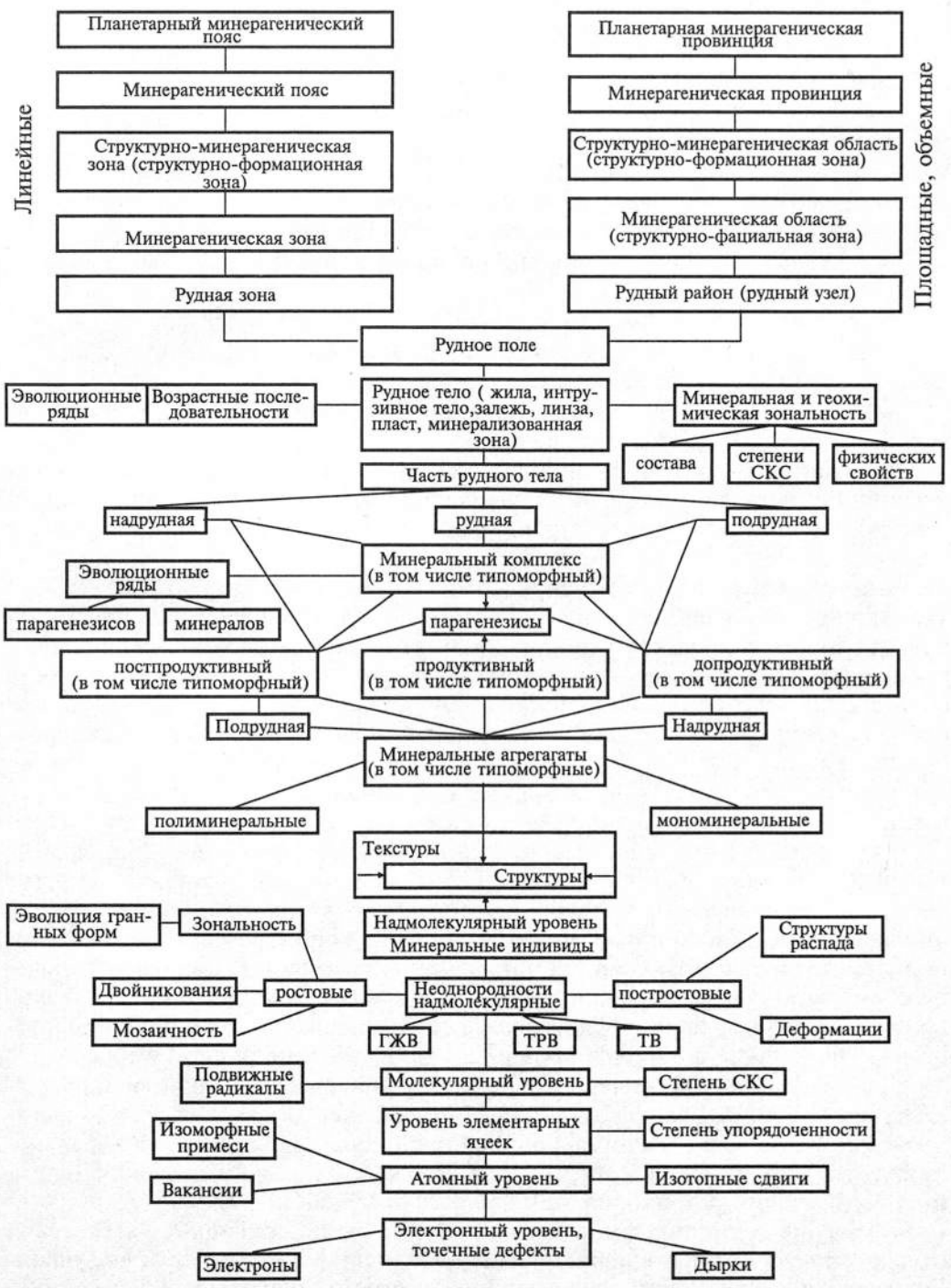


Рис.1. Уровни организации минерального вещества. Использованы данные Н.П. Юшкина [1977], А.И. Гинзбурга и др. [1981], Д.В. Рундквиста [Критерии..., 1986] и др.

— минеральный состав парагенезисов и их ассоциаций, структуры и текстуры минеральных полигенных, полигенерационных агрегатов (уровень минеральных комплексов);

— поли- и мономинеральные агрегаты, их текстуры и структуры (уровень минеральных агрегатов);

— морфология кристаллов, их зональность, виды неоднородности, характер и состав включений, имеющих фазовые границы и т.д. (надмолекулярный уровень, уровень неоднородных минеральных индивидов);

— степень СКС, характер и концентрации подвижных радикалов (молекулярный уровень);

— степень упорядоченности (уровень элементарных ячеек);

— пределы вариаций: химического состава, матрицы концентраций изоморфных примесей, вакансий, изотопных сдвигов (атомный уровень);

— концентрации и локализация электронов и дырок ЭДЦ и других точечных дефектов (электронный уровень).

Устойчивые пределы вариации перечисленных минералогенетических признаков могут быть типоморфными признаками определенных условий процесса минералообразования, приводящего либо не приводящего к формированию месторождения или рудного тела.

Типоморфным может быть отдельный минерал, наличие которого определяет генетическую принадлежность того или иного геологического тела. Например, омфацит является типоморфным минералом эклогитов, образований высоких температур и высоких давлений; глаукофан — типоморфный минерал высоких давлений и относительно низких температур; электрум и фрейбергит — типоморфные минералы месторождений малоглубинной золотосеребряной формации и т.д.

Типоморфными не могут быть сквозные минералы золоторудных месторождений — кварц, пирит, арсенопирит, широко распространенные в геологических телах различных генетических типов и рудных формаций. У сквозных минералов типоморфными могут быть признаки состава, структуры, других свойств, типичные для данных, определенных продуктов определенных МГС и отличающие их от всех других. Поэтому в понятие типоморфизма минералов закладываются и диалектически связанные противоположные качества — типическое и отличительное, так как только типическое (например, кубическая форма кристаллов пирита) не будет признаком, позволяющим отличать пирит золоторудных месторождений от месторождений вольфрамита или флюорита.

Для выявления типоморфных признаков минералов проводится ***типоморфический анализ.*** На практике в задачу типоморфического анализа входит выявление типического и отличительного для групп индивидов одного минерального вида или его разновидности, которые отражают условия минералообразования, характеризующиеся близкими пределами вариаций *PTX*-параметров МС. Поэтому поиски типоморфных признаков минералов, связанных с характером самого процесса минералообразования, приводят к возможности получения критериев для выявления геологических ситуаций, присущих определенным формационным типам оруденения. Поскольку типоморфные признаки минералогенетические, то и сам процесс их познания методологически вытекает из ми-

нералогенетического анализа и обусловлен, как уже указывалось, законом МГР. В связи с тем, что МГР проявлен во всем объеме состава и свойств каждого минерала и генетическая информация поступает в минерал на всем протяжении его существования, увеличивается неопределенность последней [Юшкин, 1977]. Однако для решения прикладных задач, связанных с выявлением поисково-оценочных критериев, необходимо использование признаков, характеризующих конкретный процесс минералообразования, приводящий, например, к формированию кварцевых жил или с золотом, или с оловом, или с вольфрамом.

Выделить из общего объема минералогенетической информации только полезную для решения конкретной задачи, можно, применяя типоморфический анализ, являющийся методологическим приемом для перехода к определенности. Типоморфический анализ представляет собой заключительный этап при изучении минералогии рудных месторождений и одну из основ рудно-формационного анализа. Только тогда, когда определены признаки минералов, являющиеся индикаторами рудного процесса, проявления последнего могут быть найдены при планомерных и целенаправленных поисковых работах с меньшими затратами.

При изучении рудных месторождений выяснилось, что существенная МГИ заключена не только и нестолько в минеральных индивидах, их агрегатах и парагенезисах, но и в слагаемых ими полигенерационных системах, являющихся рудоносными или продуктивными минеральными комплексами. Еще в 1950–1960 гг. Н.В. Петровская выделяла их при изучении золотоносных жил Балейского рудного поля [Петровская и др., 1961; Балейское рудное поле, 1984].

Основные положения выработанного нами подхода к разработке минерало-го-геохимических рудно-формационных и поисково-оценочных критериев на основе изучения продуктивных минеральных комплексов, слагающих жильные месторождения, рассмотрены Г.А. Юргенсоном и Т.Н. Юргенсон [1991] с учетом геохимического метода парагенетического анализа, предложенного В.Ф. Мягковым [1984]. Целесообразность использования продуктивных минеральных комплексов определяется представлениями об одноактности внедрения рудообразующего флюида и в принципе одностадийности формирования дискретных полигенерационных минеральных тел (жил, линз, брекчиевидных тел, рудных даек, шлиров и т.д.) в процессе его эволюционной самоорганизации, выражающейся в появлении комплекса минеральных парагенезисов и последовательно образованных их ассоциаций.

Следовательно, ***продуктивный минеральный комплекс — это комплекс минеральных парагенезисов или их ассоциаций, слагающих конкретное рудное тело (жилу, линзу, дайку, шлир и т.д.) или его фрагмент на полную мощность в определенном сечении***. Набор существенных признаков продуктивного минерального комплекса, характеризующий рудные тела определенной рудной формации, в соответствии с правилами, характеризующими МГИ, должен с максимальной долей вероятности отражать как особенности условий образования, так и качественные и количественные признаки оруденения, т. е. быть типоморфным.

Опыт изучения продуктивных минеральных комплексов ряда золоторудных месторождений с позиций типоморфизма показал перспективность такого подхода. Использование явления типоморфизма позволяет получить типоморфные признаки продуктивных минеральных комплексов трех видов, характеризующих

различные УОМВ: типохимические признаки химического (элементного) состава (атомный уровень), структур и текстур минеральных агрегатов (уровень минеральных агрегатов) и минерального состава (уровень минеральных комплексов).

1.3. Типоморфический анализ

Типоморфический анализ — метод сравнительно-статистический и логико-информационный. Он предъявляет определенные требования к отбору проб и формированию выборок.

1.3.1. Принципы отбора проб и формирования выборок

По каждому из признаков изучаемого минерального вида должна быть обеспечена представительность выборки для возможности обработки методами математической статистики и получения параметров математического распределения в пределах данного множества. Характеристика определенного в отношении рудной формации и рудоносности локатипа [Юшкин, 1977] должна осуществляться с помощью серий выборок (множеств).

В общем случае путь для выявления типоморфных признаков один — сравнение изучаемого с известным. Известным может быть эталон или изученная ранее МГС либо одновременно изучаемые и сравниваемые системы. Используемые выборки могут быть однородными или неоднородными. Однородность выборок обеспечивается подбором их в процессе исследования. Подбор материала в выборку основывается на принципах геологических сходств и различий: например, это образцы кварца, отобранные из генерации или жилы, или месторождения, или групп месторождений определенной рудной формации и т.п. Для выявления типоморфных признаков вероятной рудоносности кварцевых жил составляются выборки, включающие образцы рудного или безрудного кварца.

При прослеживании изменчивости состава и свойств в пространстве и при определении типоморфных признаков для оценки уровня эрозионного среза или выклинивания оруденения по простиранию кварцевых жил либо зон составляются выборки по сечениям или горизонтам их отработки или разведки. В необходимых случаях, в частности на месторождениях, где отчетливо проявлено зональное или ритмично направленное строение жильных тел, в пределах погоризонтных выборок составляются подвыборки по признаку принадлежности того или иного образца к определенной из выделенных разновидностей кварца.

Самым эффективным из несложных сравнительно-статистических способов обработки данных является расчет средних арифметических ($\bar{x}$), дисперсий, средних квадратичных отклонений (σ) и отношений величин. Методы математической статистики позволяют сравнивать выборки путем сопоставления этих величин (критерии Стьюдента, Фишера и др.).

Для сравнения с эталоном пригодны методы отличия по разности, позволяющие определить меру удаленности (отличия) полученного признака от признака эталона.

Кроме рассмотренных выше методов обработки данных для выявления типоморфных признаков применяются регрессионный, корреляционный и факторный анализы с использованием современных ЭВМ. Для определения воз-

можных отличий продуктивных и непродуктивных кварцев целесообразно рассчитывать коэффициенты корреляции между золотоносностью, их составом или свойствами. Следует широко применять наглядные логико-информационные методы. Важнейшие из них — методы построения всевозможных графиков, отражающих зависимости полученных средних значений состава и свойств от глубины, характера вмещающих пород, околорудных изменений, структурно-текстурных особенностей, рудоносности, состава минеральных парагенезисов и др. По возможности следует показывать распределение параметров в пространстве жил в изолиниях.

1.3.2. Математическая обработка выборок

При сравнении геологических объектов с использованием основных статистических параметров в соответствии с требованиями классической математической статистики необходимо знание законов распределений случайных величин, каковыми являются концентрации элементов или численные значения других признаков в геологических телах либо их составных частях. В рассматриваемых случаях — это элементы-примеси, численные значения различных свойств минеральных тел. При сравнении объектов могут использоваться статистические параметры, удовлетворяющие гипотезам о равенстве дисперсий по критерию Фишера и равенстве средних по критерию Стьюдента [Ефремов, Стафеев, 1985; Родионов и др., 1979; Справочник..., 1987]. Имеющиеся литературные данные [Белов, 1966; Дэвис, 1977; Методические рекомендации..., 1983; Шиманский, Базанов, 1966; Юргенсон Г.А., Юргенсон Т.Н., 1991; и др.], а также опыт выявления эмпирических законов распределения случайных величин в реальных геологических телах свидетельствуют о том, что они очень редко могут быть удовлетворительно аппроксимированы нормальным либо логнормальным законом. Этот факт связан с многофакторным, неравновесным и сложным характером процессов минералообразования. В работе [Юргенсон, 1988б] показан экспериментальный закон распределения K_2O в легких фракциях халцедоновидного жильного кварца Тасеевского месторождения в Балейском рудном поле по 429 пробам. Очевидно, что распределение сложное и не удовлетворяет ни нормальному, ни логнормальному законам распределения, несмотря на весьма представительную выборку, хотя обобщенная кривая состоит из отдельных частей, соответствующих нормальному закону. Подобные законы распределения получены и для концентраций серебра, золота и вольфрама при различных интервалах для построения гистограмм частот встречаемости. В соответствии с требованиями теории математической статистики необходимо выполнение следующих операций:

— для каждой выборки (оцениваемого объекта) определяется закон распределения и рассчитываются основные статистические параметры $\bar{x}$, s^2, σ, $\sigma/\bar{x}$;

— проверяется гипотеза о соответствии выборочного распределения нормальному или логнормальному закону распределения;

— при соответствии выборочного распределения с нормальным или логнормальным распределением проверяется гипотеза о равенстве дисперсий по критерию Фишера;

— если гипотеза о равенстве дисперсий не противоречит выборочным данным, проверяется гипотеза о равенстве средних по критерию Стьюдента;

— если гипотеза о равенстве дисперсий отклоняется, а закон распределения не соответствует ни нормальному, ни логнормальному, используется критерий, предложенный Д.А. Родионовым [Ефремов, Стафеев, 1985; Родионов и др., 1979]:

$$t = (\bar{x}_1 - \bar{x}_2)/\sqrt{S_1^2/n_1 + S_2^2/n_2}, \quad (4)$$

где $\bar{x}_1$ и $\bar{x}_2$ — средние арифметические соответствующих выборок, S_1^2 и S_2^2 — дисперсии, n_1 и n_2 — объемы выборок. Полученная величина сравнивается с табличной на уровне значимости q.

Если гипотеза о равенстве средних принимается, то с известной долей риска можно оперировать полученными величинами средних и дисперсий по условиям нормального распределения.

В практике типомофического анализа признаком типического для сравниваемых совокупностей будет выполнение требования

$$|t| < t_q. \quad (5)$$

Данный признак может быть типоморфным только в том случае, если указанное требование (5) в отношении него не выполняется для всех других рассматриваемых совокупностей.

1.3.3. Способ оценки близости объекта к эталону по комплексу типоморфных признаков

Эталон и объекты сравнения характеризуются среднеарифметическими значениями типоморфных признаков ($\bar{x}$) и среднеквадратичными отклонениями (σ). Среднеарифметические значения признаков объектов нормализуются относительно эталона:

$$\frac{\bar{x}_o - \bar{x}_э}{\sigma_э}, \quad (6)$$

где $\bar{x}_o$ — среднеарифметическое значение величины типоморфного признака одного из объектов; $\bar{x}_э$ — среднеарифметическое значение величины признака эталона, за который, например для МЗСФ, принят жильный кварц I рудной зоны в Балейском рудном поле; $\sigma_э$ — среднеквадратичное отклонение численных значений признака эталона. Полученные величины выражаются в единицах среднеквадратичных отклонений эталона ($\sigma_э$) и могут сравниваться друг с другом. Отбираются признаки с учетом доверительного интервала, удовлетворяющие условию (5). Если все типоморфные признаки, являющиеся оценочными критериями, удовлетворяют указанному условию, то объекты сравниваются по величине индекса близости к эталону, который вычисляется по формуле

$$I_{Бэ} = \frac{1}{m} \cdot \sum \left[\frac{\bar{x}_o - \bar{x}_э}{\sigma_э} \right]^2, \quad (7)$$

где $I_{Бэ}$ — индекс близости к эталону; m — число учтенных признаков; $\bar{x}_o$ — среднеарифметическое численного значения типоморфного признака оцениваемого объекта; $\bar{x}_э$ — среднеарифметическое численного значения ти-

поморфного признака эталонного объекта; $\sigma_э$ — среднеквадратичное отклонение численного значения соответствующего признака эталонного объекта. Подобный же подход к сравнению геологических объектов по типоморфным признакам был предложен Н.П. Юшкиным [1977].

Для оценки близости оцениваемого объекта к эталону целесообразно использовать признаки, численные значения которых легко подвергаются обработке методами математической статистики.

В табл. 2 в качестве примера приведены статистические данные для эталона (Балейское рудное поле, I рудная зона) и трех объектов, меру близости которых к эталону требуется определить. По каждому из объектов нормализованные статистические признаки суммируются, сумма делится на число признаков. Из формулы (7) ясно, что для эталона $I_{Б_э}$ равен нулю (так как в числителе формулы $(\bar{x}_o - \bar{x}_э)$, где вместо $\bar{x}_o$ следует подставить $\bar{x}_э$, получаем нуль). Отличие объекта от эталона будет тем больше, чем больше отличие от нуля индекса близости объекта и, наоборот, чем оно меньше, тем ближе объект к эталону. Следовательно, объект 1 ближе к эталону, нежели остальные. Наиболее удаленным оказывается объект 3.

Таблица 2

Пример оценки близости объектов малоглубинной золотосеребряной формации к эталону

Типоморфный признак	Статистический параметр	Номер объекта и нормализованное (относительно эталона) значение признака						
		Эталон	1	$\frac{\bar{x}_o - \bar{x}_э}{\sigma_э}$	2	$\frac{\bar{x}_o - \bar{x}_э}{\sigma_э}$	3	$\frac{\bar{x}_o - \bar{x}_э}{\sigma_э}$
K_2O, мас.%	$\bar{x}$	0,56	0,58		1,40		0,75	
	σ	0,77	0,59	+0,026	1,01	+1,100	1,30	+0,25
	n	433	63		365		63	
$\frac{K_2O}{Na_2O}$	$\bar{x}$	15,20	9,30		32,00		19,90	
	σ	43,20	8,00	−0,140	132,00	+0,390	16,90	+0,11
	n	433	63		365		64	
$\frac{K_2O}{Li_2O}$	$\bar{x}$	32,00	41,2		14,00		197,00	
	σ	70,00	55,00	+0,130	331,00	+1,670	601,00	+2,36
	n	433	63		365		62	
Au, г/т	$\bar{x}$	31,90	107,40		16,40		2,35	
	σ	108,00	294,70	+0,700	25,76	−0,125	4,10	−0,28
	n	433	80		178		55	
Ag, г/т	$\bar{x}$	37,00	57,00		24,70		6,70	
	σ	101,00	78,80	0,20	34,58	−0,12	26,40	−0,30
	n	433	78		178		74	
$I_{ЕТЛ\ 270-360\ °C}$	$\bar{x}$	1,76	1,33		1,8		2,97	
	σ	1,30	0,74	−0,33	1,41	0,03	4,64	+0,93
	n	360	13		138		29	
Сумма нормализованных значений признаков...				0,59		2,94		3,07
Число признаков				6		6		6
	$I_{Б_э}$			0,10		0,49		0,51

ГЛАВА 2

ТИПОМОРФИЗМ КВАРЦА

2.1. Изученность типоморфизма кварца

Кварц — один из наиболее распространенных рудообразующих минералов эндогенных месторождений. Он представляет собой важнейшие полезные ископаемые, поэтому естественен не ослабевающий интерес к нему со стороны геологов различных специальностей. Кварцу посвящена огромная литература. Он изучается и как минеральный вид, и как горная порода.

Типоморфизм кварца как минерального вида исследуется на протяжении почти целого столетия, практически с начала XX в. Анализ состояния проблемы дан в работе [Юргенсон, 1984б]. Поэтому здесь отметим лишь основные результаты изучения этого минерала до 1984 г. и в последующие годы. Наиболее ярко показана целесообразность его изучения А.Е. Ферсманом [1940].

Типоморфизм индивидов и субиндивидов кварца исследуется с начала XX в., когда появились первые сводки о связи форм его кристаллов и окраски с условиями образования. Сводка этих ранних работ дана А.Е. Ферсманом [1940]. Известны сводки Г. Кальба, В. Маухера, Г.В. Вировлянского, А.В. Шубникова, Г.Г. Лемлейна, С. Мюге, согласно которым по мере снижения температуры и концентрации кремнезема возрастает роль грани призмы и возникают длинностолбчатые кристаллы, а в конце процесса при резком уменьшении концентраций вновь появляются короткостолбчатые кристаллы. По эволюции форм кристаллов отметим работы В.И. Захарченко [1955], В.В. Буканова [1974], В.Г. Балицкого [1978], В.И. Павлишина [1983] и др.

Е.Е. Костылева [1964] впервые отметила различия в признаках рудоносного и нерудоносного кварца и возможность их использования для решения практических задач. Однако методическая оснащенность того времени не позволила выявить типоморфные количественные признаки кварца, различающие рудоносные и безрудные его разности. Первая работа по типоморфизму кварца и флюорита [Василькова, Соломкина, 1965] подтвердила предположения Е.Е. Костылевой. Типоморфизм кварца Украины, прежде всего гранитоидов, пегматитов и в меньшей мере гидротермальных жил Донецкого бассейна и Приазовья изучен В.И. Павлишиным [1983], который показал, что типоморфными признаками кристаллов кварца являются габитус и облик, рельеф граней, анатомия и характер двойников, окраска, тип точечных центров, параметры ТЛ, характер включений. Им показано, что ряд признаков (ТЛ, ЭДЦ, включения) может быть типоморфным и для зернистых агрегатов кварца гранитов, пегматитов и гидротермальных жил Донбасса. Возможности использования типоморфизма кварца гранитоидов при оценке их рудоносности продемонстрированы Т.Т. Ляхович

(1987 г.). Экспериментальное изучение зависимости ряда свойств кристаллов кварца и вхождения в его структуру примесей от условий их выращивания проведено В.С. Балицким [1978], В.С. Балицким, Е.С. Лисицыной [1981], В.С. Балицким и др. [1996]. Изучены структурные примеси кварца и связанные с ними ЭДЦ [Бершов и др., 1975, 1978; Радиоспектроскопия..., 1987; Марфунин, 1975; Машковцев, 1978; Орленев, 1984; Солнцев, Машковцев, 1978], связи ЭДЦ, других дефектов и условий образования и рудоносности кварца [Сперанский и др., 1975; Щербакова и др., 1979; Стенина, 1985; Chakrabotry, Lehmann, 1976].

В результате аналитического обзора и опыта изучения кварца [Юргенсон, 1984б] установлено, что существенные свойства, пределы вариации которых могут быть типоморфными признаками для индивидов и агрегатов, различаются.

Существенными свойствами индивидов кварца, составляющих жильный кварц, являются: объем элементарной ячейки, степень СКС; содержание и соотношение содержаний воды и углекислоты; структурные примеси (Fe, Al, Ge, Ga, Ti, Mn, W, Ta, Sn, P); компенсаторы зарядов при гетеровалентном изоморфизме (Na, Li, H, Au, Ag, Cu и др.); неструктурные примеси (включения твердые и газово-жидкие, включения в дефект-каналах); температуры и теплоты α–β-переходов; термолюминесцентные и электрические свойства, оптические спектры поглощения и пропускания, окраска, неоднородности строения индивидов и т.д.

Жильный кварц Восточного склона Урала с сороковых годов систематически изучается уральской школой геологов под руководством Г.Н. Вертушкова. Она разработала комплекс методов кварцметрической съемки. В результате были получены новые представления о процессах метаморфизма кварцевых жил, образовании тел гранулированного кварца и других разновидностей метаморфогенного жильного кварца и открыты новые месторождения этого сырья [Жильный кварц..., 1969, 1970; Емлин и др., 1988].

В настоящее время вслед за Н.Г. Вертушковым и его школой [Жильный кварц..., 1969, 1970] при изучении жильного кварца, учитывая сложность и многообразие строения состава кварцевых жил и иных форм тел, он исследуется на различных уровнях его организации (элементарных ячеек, минеральных индивидов, их агрегатов и сообществ минеральных агрегатов). Уровень организации жильного кварца, соответствующий минеральным агрегатам и их сообществам, принято относить к жильному кварцу — субмономинеральному агрегату, состоящему на 95–99,9 % из кварца. На долю других, в том числе рудных минералов, приходится обычно 0,1–5,0 %.Существенно кварцевые минеральные агрегаты слагают кварцевые жилы — рудоносные, безрудные, хрусталеносные, гранулированного кварца и др.

Существенными свойствами жильного кварца являются: размер индивидов в агрегате; его структуры и текстуры; характер ограничения индивидов в агрегате; характер ориентировки; тип субструктуры (субструктуры роста, субструктуры, связанные с деформацией); плотность; объемный вес; соотношение воды и углекислоты в межзерновом пространстве; электрические свойства; температуры максимумов выхода воды; неструктурные примеси; твердые включения; газово-жидкие включения; цвет.

При изучении монофракций жильного кварца значительная часть геохимической информации для кристаллически-зернистых агрегатов утрачивается,

поскольку ряд важных элементов-индикаторов рудного процесса не образует в кварце структурных примесей и при измельчении они по-разному из него извлекаются; в то же время из тонкозернистых агрегатов, слагающих абсолютное большинство месторождений малоглубинных формаций, монофракции получить невозможно. Более того, при подготовке монофракций кварца невозможно достичь одинаковой степени их частоты, а использование инструментальных методов анализа в образце ограничено концентрациями примесей, обычно находящимися за порогом их чувствительности. Поэтому наиболее информативные результаты по типохимическим свойствам жильного кварца получены для его легкой фракции. Подробно эта проблема рассмотрена в работах [Юр-

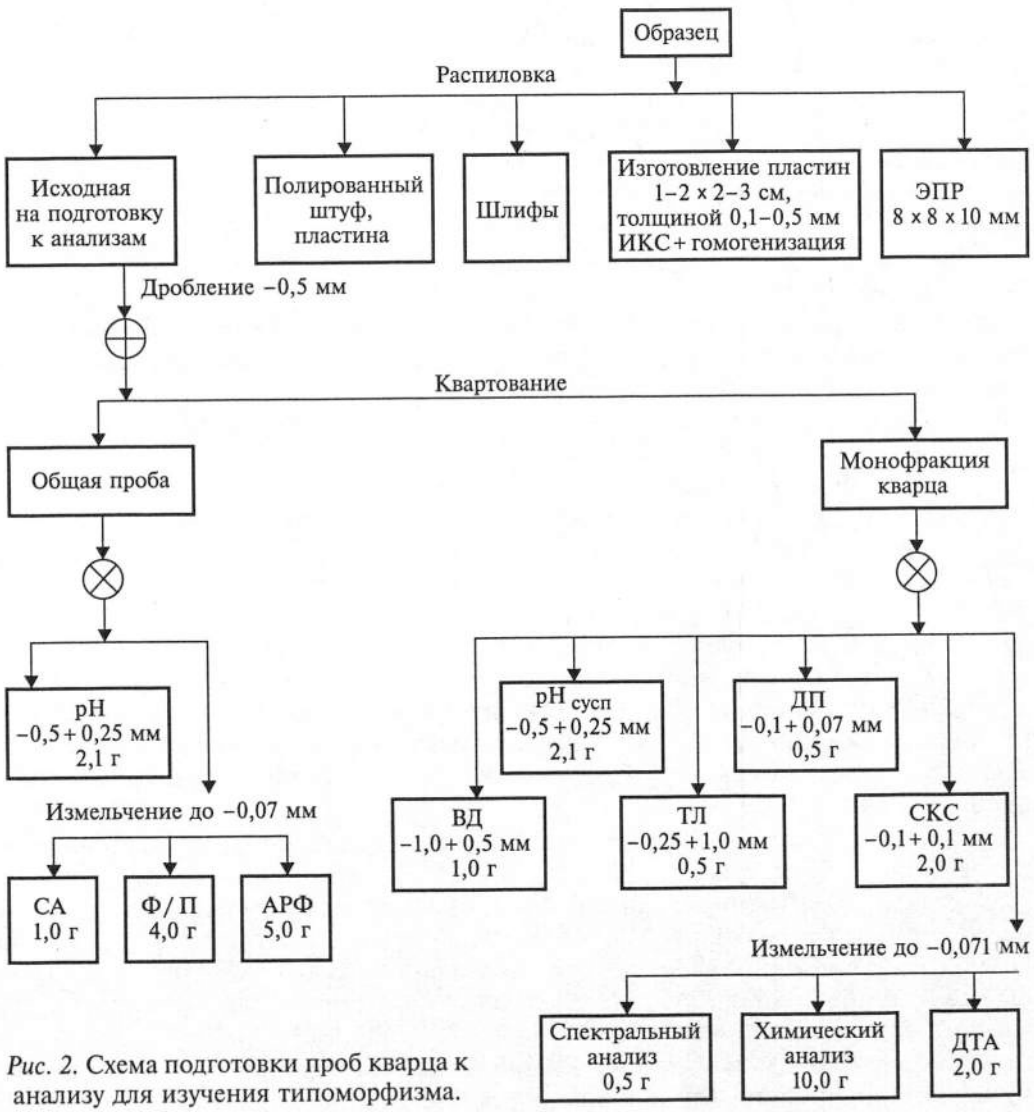


Рис. 2. Схема подготовки проб кварца к анализу для изучения типоморфизма.

генсон, 1984б, 1997; Юргенсон Г.А., Юргенсон Т.Н., 1991]. Принципиальная схема обработки проб и подготовки их к анализу дана на рис. 2.

Анализ статистических характеристик концентраций ряда рудных элементов в легких фракциях жильного кварца показал, что в целом геохимическая специализация легких фракций его является типохимическим признаком связанного с ним оруденения.

2.1.1. Основные результаты в изучении типоморфизма жильного кварца месторождений малоглубинной золотосеребряной формации

В результате планомерных работ по изучению жильного кварца месторождений малоглубинной золотосеребряной формации создан "Способ поисков и разведки постмагматических близповерхностных кварц-золотосеребряных месторождений", защищенный авторским свидетельством на изобретение [А.с. 1189244]. Существо его заключается в том, что в качестве поисково-оценочных критериев используются статистические характеристики концентраций K_2O, K_2O/Na_2O, K_2O/Li_2O, Au, Ag, параметры ЕТЛ и температурный диапазон максимума выхода воды. Все признаки независимы, хотя детерминированы относительно физико-химических (*PTX*) характеристик флюида, представляющего собой субстанциальную составляющую МГС, а эволюция МГС происходит в условиях высоких градиентов как равновесно-неравновесный однонаправленный процесс, квантованный по выделению энергии при кристаллизации слоев определенного состава.

Наряду с работами, проводившимися автором в ЗабНИИ, типоморфизм кварца и сульфидов с 1972 г. изучается в ЦНИГРИ А.М. Гребенчиковым [1976] на материале месторождений малоглубинной золотосеребряной формации Казахстана в пределах позднепалеозойского Илийско-Балхашского орогенного вулканического пояса (Иглик, Джусабай, Таскора, Архарлы, Сары-Оба). В качестве критериев перспективности на оруденение рассматриваемого типа названы адулярово-кварцевые и кварцевые жилы колломорфно-полосчатой текстуры, в которых главные рудные минералы представлены аргентитом, сульфосолями, галенитом, сфалеритом, молибденитом. Следует отметить, что для условий Забайкалья и Примагаданья (Карамкен) молибденит совершенно не типичен, а галенит и сфалерит, как и молибденит, но без аргентита и сульфосолей серебра, широко развиты в полосчатых и крустификационно-полосчатых кварц-адуляровых, кварц-ортоклазовых агрегатах молибденовых месторождений (Жарчихинское и Бугдаинское).

По данным ЕТЛ сделан вывод о том, что кварц золотоносных жил, в отличие от безрудных, термолюминесцирует в диапазоне 160–240 °С, при этом кварц богатых золотом жил имеет одномодальный и наиболее интенсивный максимум. Для месторождений других регионов (Забайкалье, Приамурье, Северо-Восток СССР) эта закономерность не выдерживается: золотоносные жилы и их продуктивные части в особенности характеризуются преимущественно двухмодальными термолюмограммами, лишь для верхних частей более типичны ТЛ-граммы с одним максимумом. Однозначной корреляции между интенсивностью ЕТЛ и степенью золотоносности не установлено [А.с. 1189244; Юргенсон, 1984б].

Вывод А.М. Гребенчикова и Н.Б. Бархударян о связи полосы поглощения 2350 $см^{-1}$ с золотоносностью не соответствует действительности, так как полоса эта присутствует на всех спектрах кварца изученных нами месторождений большинства генетических типов (от пегматитов до жеод выполнения в базальтах). Более того, соотношения концентраций воды и углекислоты, полученные как по ИК-спектрам на основе замера интенсивностей полос поглощения 2350–2380 и 3400 $см^{-1}$, так и методом фракционной конденсации [Юргенсон, 1984б, 1991а], является универсальным критерием глубинности образования кварцевых тел. Таким образом, критерии, рекомендуемые А.М. Гребенчиковым [1976], не могут быть универсальными и требуют существенной доработки. Подобные же работы были выполнены для месторождений Узбекистана в 1988 г. М.И. Моисеевой, Р.П. Бадаловой, А.М. Жирновым, М.Д. Увадьевым, которые дали новый интересный материал по строению минеральных агрегатов, составу и ЕТЛ жильного кварца. Однако полученные ими критерии также имели частный характер.

С позиции типоморфизма изучался жильный кварц месторождений Северо-Востока страны [Воларович и др., 1980; Сидоров, 1978]. В этих работах в качестве типоморфных признаков также выдвигались особенности структур и текстур кварца, их ИК-спектры, минеральный состав. Но [А.с. 1189244; Юргенсон, 1988б] эти признаки, удовлетворяя условию типичности, не всегда отличают тонкозернистый халцедоновидный кварц месторождений малоглубинной золотосеребряной формации. Потребовались специальные приемы типоморфологического анализа, чтобы выделить среди множества признаков действительно типоморфные.

2.1.2. Изученность типоморфизма жильного кварца месторождений среднеглубинных формаций, пегматитов и гранитоидов

Жильный кварц месторождений золота, флюорита, вольфрама, молибдена с позиций типоморфизма изучался рядом исследователей. Первая сводка 1965 г. принадлежит Н.Н. Васильковой и Ю.Г. Соломкиной [1965]. Затем в целой серии работ [Атрошкин и др., 1988; Баскакова, 1977; Гамянин и др., 1983; Горячев, 1980, 1985; Горячев и др., 1983; Пантаев и др., 1986; Комов и др., 1971; Кормилицын, 1973; Корчагин, Юргенсон, 1975; Куршев, Труфанов, 1965; Лазько и др., 1981; Ляхов, 1985; Нарсеев, 1973; Картенко и др., 1971; Гордиенко и др., 1989; Павлишин, 1983; Радиоспектроскопия..., 1987; Серкова и др., 1989; Солнцев, Машковцев, 1978; Типоморфизм кварца..., 1981; Щека и др., 1987; Юргенсон, 1976а, б, 1983а, б, 1984а–в, 1987, 1989а, 1990а–в, 1991а, б; Юргенсон и др., 1979; Юргенсон Г.А., Юргенсон Т.Н., 1987, 1989] показана возможность использования типоморфизма жильного кварца для разработки поисково-оценочных критериев месторождений золота и других металлов среднеглубинных формаций. Типоморфизм кварца Украины, прежде всего гранитоидов, пегматитов и в меньшей мере гидротермальных жил Донецкого бассейна и Приазовья, изучен В.И. Павлишиным [1983], который показал, что важными типоморфными признаками кристаллов кварца являются габитус и облик, рельеф граней, анатомия и характер двойников, окраска, тип точечных центров, пара-

метры термолюминесценции, характер включений. Он показал, что ряд этих признаков (ТЛ, ЭДЦ, включения) может быть типоморфным и для зернистых агрегатов кварца гранитов, пегматитов и гидротермальных жил Донбасса. Широкие возможности использования типоморфизма кварца гранитоидов при оценке их рудоносности продемонстрированы Т.Т. Ляхович (1987 г.).

2.1.3. О понятии жильный кварц

В целом анализ состояния изученности кварца [Юргенсон, 1984б] показал, что уровень знания природы вариаций его состава и свойств позволил подойти к осознанной постановке задачи выявления наиболее типичных вариаций этих особенностей для рудных месторождений на рудно-формационной основе.

В то же время анализ состояния изученности кварца и наш многолетний опыт его исследования показали, что он обладает относительно широким по спектру, но очень небольшим по емкости изоморфизмом. Если использовать для решения поставленных задач кварц как минеральный вид, то требуется очень высокая степень его очистки, которая приведет к невозможности применения традиционных и доступных для производственных организаций экспрессных и дешевых методов анализа (эмиссионный спектральный анализ, атомно-абсорбционный и т.д.) в связи с очень низкими содержаниями в кварце примесей рудных элементов, а отсюда возникают и трудности в разработке поисково-оценочных критериев на основе типоморфизма. Использование только методов, позволяющих определить структурные примеси в кварце (ЭПР), резко ограничивает круг решаемых задач рудно-формационного анализа. Методы локального анализа не обладают необходимой чувствительностью.

В любом случае при попытках выделения мономинеральных фракций кварца из рудных парагенезисов от пробы к пробе чистота их варьирует. Особенно это относится к мелко- и тонкозернистым агрегатам, где срастания редких зерен рудных минералов с кварцем очень тесные. Поэтому возникла необходимость изучения жильного кварца, представляющего собой субмономинеральный агрегат, состоящий на 95–99,9 % из кварца, а доля других, в том числе рудных минералов, составляет в среднем 0,01–5 % . Этот подход принят нами вслед за Г.Н.Вертушковым, Э.Ф.Емлиным, Г.А.Синкевичем, Ю.А. Соколовым и В.И. Якшиным [Жильный кварц..., 1969, 1970а, б]. Указанные авторы, представляющие уральскую школу исследователей жильного кварца, рассматривают "...жильный кварц как месторождения минералов". В настоящее время большинство исследователей, изучающих кварц, разделяют понятия "кварц" и "жильный кварц". Термин "кварц" относится к понятию минерального вида, а "жильный кварц" — к существенно кварцевым минеральным агрегатам, слагающим жилы рудные, безрудные, хрусталеносные, гранулированного кварца и т.д.

Из приведенного рационального подхода к понятию "жильный кварц" разработаны и используются в практике НИР представления о существенных его свойствах и методах их определения. Существенные свойства жильного кварца — размер индивидов в агрегате; строение жильного кварца, его структуры и текстуры; характер ограничения индивидов в агрегате; характер ориентировки; тип субструктуры (субструктуры роста, субструктуры, связанные с деформаци-

ей); плотность, объемный вес; соотношение воды и углекислоты в межзерновом пространстве; электрические и пьезо-электрические свойства; температура максимума выхода воды; неструктурные примеси; твердые включения; газово-жидкие включения; цвет. Существенными свойствами индивидов кварца, составляющих жильный кварц, являются: объем элементарной ячейки, степень СКС [Юргенсон, 1996б; Юргенсон, Тумуров, 1980, 1983]; формы ИК-спектров, соотношения воды и углекислоты [Юргенсон, 1984б, 1991а; Ярцев, Жеребцов, 1988]; структурные примеси (Fe, Al, Ge, Ga, Ti, Mn, W, Sn), компенсаторы зарядов при гетеровалентном изоморфизме (Na, Li, H, Au, Ag, NH_3 и др.), неструктурные примеси (твердые включения, газово-жидкие включения, включения в дефект-каналах) [Юргенсон, 1984б, 1990б, 1991а, 1993], температуры α-β-переходов [Булдаков, Гаврюченков, 1972; Панов и др., 1967; Цинзерлинг, 1961; Юргенсон, 1984б]; термолюминесцентные свойства [Горячев, 1980; Гребенчиков, 1976; Гришин и др., 1971; Пантаев и др., 1986; Комов и др., 1971; Корчагин, Юргенсон, 1975; Марфунин, 1975; Юргенсон, 1984б; Яковлев и др., 1989], электрические свойства [Василькова, Соломкина, 1965; Гамянин, Горячев, 1983; Доломанова и др., 1976; Исследования..., 1973; Красников и др., 1978; Юргенсон, 1984б; Юргенсон и др., 1979], оптические спектры поглощения и пропускания, окраска, неоднородности строения индивидов и т.д.

Аналогичный подход к изучению жильного кварца применен нами, а также в работах Н.А. Горячева [1980, 1985], Г.Н. Гамянина и Н.А. Горячева [1983], Н.А. Горячева и др. [1983], О.И. Широкого [1986] и др.

А.И. Гинзбургом в минералогическую науку введено понятие о реальном минерале, который "представляет собой целый микромир, весьма далекий от идеализированного его представления" [Гинзбург и др., 1981]. Поэтому использование понятия "жильный кварц" для обозначения существенно кварцевых минеральных агрегатов, содержащих включения парагенных минералов, представляется необходимым.

Для жильного кварца проблема типоморфизма имеет ряд специфических особенностей, определяющихся объектом исследования [Юргенсон, 1984б, 1997]:

— образование и существование его в широком диапазоне геологических условий и процессов;

— многообразие проявления его чисто внешних признаков, изменчивость которых связана с условиями кристаллизации и последующих преобразований;

— динамичность конституции агрегатов, легко реагирующих на изменение внешней среды, способность к переотложению и регенерации;

— определенная рыхлость кристаллической структуры, позволяющая ей существовать в различных состояниях относительной метастабильности; реализовать широкий по спектру элементов, но ограниченный по вместимости изоморфизм; образовывать большое число дефектов структуры; быть твердофазной средой для миграции рудных элементов с образованием их значительных концентраций на геохимических барьерах;

— аномалии свойств, обусловленные примесями (ТЛ, дихроизм, несвойственные идеальной структуре ИК-спектры, вариации диэлектрической проницаемости и электропроводность);

— различная вероятность появления дефектов, обусловливающих состав и свойства реальных индивидов и агрегатов кварца в зависимости от скорости кристаллизации, pH минералообразующих растворов, их концентрации и состава, глубин образования, рудной нагрузки.

Специфические черты жильного кварца позволили выявить существование устойчивых типоморфных признаков трех групп: структурно-текстурных (включая СКС), состава, свойств. Эти группы выделяются и рассматриваются с трех позиций:

— рудно-формационной принадлежности кварцевых жил и тел;

— отношения внутри каждой рудной формации к рудоносным или безрудным телам;

— изменчивости их по вертикали для выявления возможности использования при оценке уровня эрозионного среза.

2.2. Строение агрегатов жильного кварца

Среди жильных поликристаллических сростков кварца выделяются три группы агрегатов: 1) субизометрично-зернистые, относительно изотропно выполняющие трехмерное пространство, равномерно- и неравномерно-зернистые массивные и агрегаты гранулированного и роговикового жильного кварца; 2) призматически-зернистые с анизотропным выполнением трехмерного пространства, у которых в направлении удлинения индивидов располагается короткая ось агрегата; они имеют форму пластин с плоскими или криволинейными граничными поверхностями: параллельно-шестоватые, гребенчатые, радиально-лучистые конкреционные (центробежного роста) и секреционные (центростремительного роста); 3) комбинации первых двух групп.

Для месторождений глубинных и среднеглубинных формаций характерно резкое преобладание на начальных этапах кристаллизации субизометрично-зернистых, а в конце шестоватых и друзовидно-шестоватых агрегатов. Вторая и третья группы агрегатов типичны для жил выполнения трещин в магматических и древних глубокометаморфизованных породах, когда их связь с молодым магматизмом очевидна. Такие агрегаты преимущественно развиты на месторождениях золотосульфидно-кварцевой, золотокварцево-сульфидной, касситерит-кварцевой, касситерит-силикатной, грейзеновых (вольфрамитово-кварцевой и вольфрамит-касситеритово-кварцевой), медно-молибденовой и сульфидно-касситеритовой формаций, для которых связь кварцевых жил с магматизмом определенно существует и доказана. Им свойственны первичные кристаллизационные структуры и текстуры, характеризующиеся возрастанием величин зерен от контактов жил к их осевым частям с образованием друзовидных текстур и вплоть до выделения крупных эвгедральных кристаллических индивидов в остаточных полостях (месторождения Депутатское, Букукинское, Белухинское, Шумиловское, Забытое, Караль-Веемское и др.).

В большинстве жил отчетливо видна симметрично-асимметричная субконцентрическая зональность в распределении жильного кварца определенных структурно-текстурных разностей: от верхних частей к нижним и от флангов к центру мелкозернистые массивные или массивно-полосчатые сменяются средне- и крупнозернистыми массивными, массивно-друзоватыми, которые в свою

Рис. 3. Строение кварцево-сульфидной Эповской жилы Дарасунского месторождения золотокварцево-сульфидной формации, Восточное Забайкалье. Приконтактная часть жилы сложена серым слюдисто-кварцево-полевошпатовым агрегатом (серое), на ней развивается зона пирит-арсенопирит-сфалеритового состава, затем следует существенно кварцевая срединная часть жилы, содержащая поздние сульфиды и сульфосоли. Обр. 211/30; верхняя часть жилы; гор. 107 м; 1/2 нат. вел.

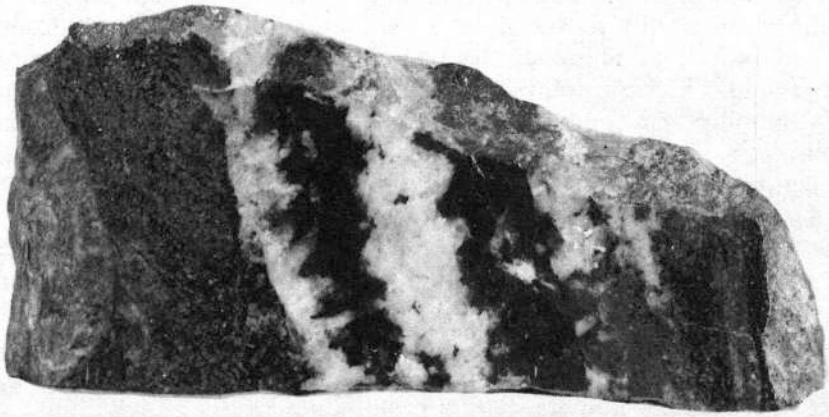


Рис. 4. Ритмично-полосчатый фрагмент асимметричной кварцево-сульфидной жилы "Искра" Дарасунского месторождения из средней по глубине ее части. Со стороны лежачего бока (слева направо) развиты три ритма, сложенные (от контакта в направлении нарастания слоев) агрегатом алюмосиликатов, сменяющихся сульфидами и кварцем. Обр. 190/30; шахта Восточная; нат. вел.

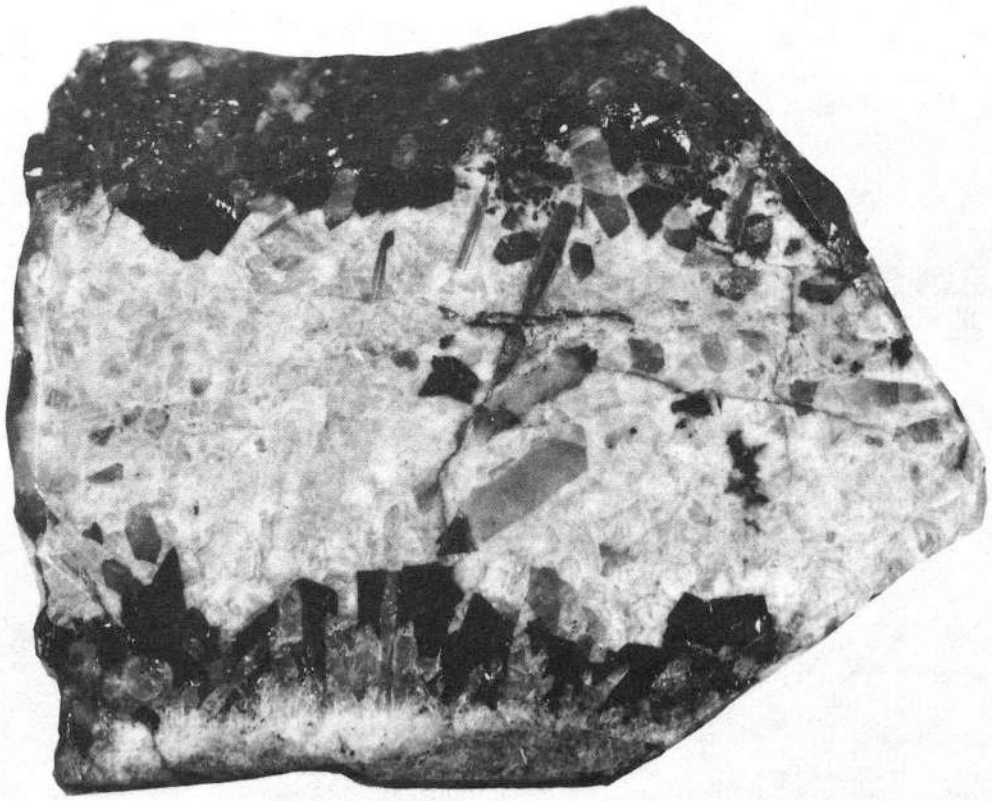


Рис. 5. Фрагмент Женевской жилы Дарасунского месторождения. Полная мощность 7 см. В приконтактовой части на слюдисто-полевошпатовом агрегате и в нем — зернистые агрегаты, преимущественно состоящие из арсенопирита (серое и темно-серое); на них (белая полоса) — кристаллически-зернистый кварц и его кристаллы (серое). Далее — кристаллы арсенопирита (черное), выросшие на кварце и между его кристаллами. Срединная часть жилы сложена розовым мангакальцитом, содержащим кристаллы кварца и арсенопирита. Нижняя часть образца соответствует лежачему боку жилы. Виден разноориентированный, но в целом направленный к оси жилы рост кристаллов. Обр. 574/30; гор. 617 м.

очередь переходят в крупно- до грубо кристаллически-зернистые, друзоватые, шестовато-гребенчатые. На переходе от срединных частей к верхним наблюдаются крупные и гигантские (до десятков метров) полости с кристаллами кварца, карбонатов, слоистых силикатов, флюорита, рудных минералов. В жилах во взвешенном состоянии находится большое число обломков вмещающих пород, нередко перемещенных и переориентированных в массе облекающего и обрастающего их жильного кварца. Типичные примеры строения существенно кварцевых агрегатов даны на рис. 3–11.

Для месторождений малоглубинных формаций характерно ритмично-слоистое сочетание двух типов агрегатов. Текстура агрегатов ранних генераций имеет два подуровня и образуется чередующимися в направлении нарастания слоев от контакта жил к их срединным частям субизометрично- и призматически-зернистых слоев с возрастанием доли последних. Единичные ритмы в

Рис. 6. Брекчиево-венчиковая текстура жильного кварца. Полоса кварца с обломками сланца приурочена преимущественно к висячему боку жилы. Обр. 211/40; месторождение Токур; жила № 160; гор. 806 м; штр. 507; Среднее Приамурье; ум. 1,5.

основаниях пачек слагаются слоями кварца с примесью адуляра либо гидрослюд, монтмориллонита, каолинита, диккита, сменяющихся слоями сферолитов кварца. В каждом последующем слое единичного ритма по мере его отложения происходит укрупнение зерен, и сферолиты приобретают формы, вытянутые в направлении роста агрегатов. В основании каждого нового микроритма залегают тонкозернистые слойки, размеры зерен в которых больше, нежели в слойках в основании предыдущего. В пределах макроритма к концу его уменьшается роль слоистых силикатов и увеличивается степень совершенства индивидов вплоть до образования сначала пластинчатых, каркасных, дендритных, а затем параллельно-шестоватых и друзовидных агрегатов.

Эта последовательность наиболее полно проявлена в участках жил с законченным процессом минералообразования. Типична она и для жил в целом. Жилы с крутым падением имеют симметрично-зональное расположение существенно кварцевых слоев в указанной последовательности, пологие — симметрично-асимметричное, с мощной половиной со стороны лежачего бока и тонкой — со стороны висячего. Размеры индивидов кварца варьируют от 0,001 и до

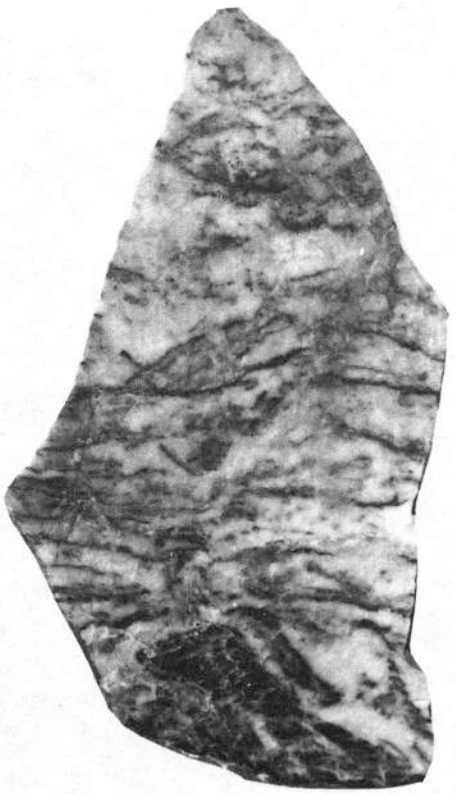


Рис. 7. Жильный кварц полосчатой текстуры с изогнутыми пластинчатами обломками сланца. Любавинское месторождение; жила Николаевская; отвал штольни 20; Забайкалье; обр. 18/80; ум. 2.

1,0 мм, величина их возрастает от основания каждого слоя к его верхней части, в каждом ритме от его начала к концу и во всей жиле. В остаточных полостях в осевых частях жил развиты эвгедральные кристаллические индивиды кварца и других минералов, включая рудные, величина которых достигает первых сантиметров (рис. 12–16). Для всех жил характерны текстуры облекания взвешенных и перемещенных обломков вмещающих пород (см. рис. 8–17). Видны следы течения силикатной массы (рис. 18). Примеры строения кварцевых агрегатов и их сообществ детально рассмотрены в литературе [Балейское рудное поле, 1984; Геологическое строение, 1961; Юргенсон, 1984а, б, 1988б, 1997; и др.]. Приведенные признаки свидетельствуют о том, что кристаллически-зернистые массивные и полосчатые агрегаты типичны для жил выполнения. При этом ритмично-полосчатые постройки являются типоморфными признаками малоглубинных и близповерхностных кварцево-жильных месторождений. Ритмично повторяющаяся последовательность отражает единый процесс нарастания слоев от контактов жил к их срединным, осевым частям.

В кварцевых жилах среднеглубинных и глубинных золотокварцевой, золото-сульфидно-кварцевой, сульфидно-касситеритовой, шеелито-кварцевой и других формаций с неочевидной связью с магматизмом, локализованных в доюрских черносланцевых и песчанико-сланцевых толщах, амфиболитах и гнейсах, наряду с первичными широко развиты структуры деформационного перерождения. В результате их изучения с учетом данных Н.В. Петровской [1956] по Советскому месторождению, Г.Н. Вертушкова, Э.Ф. Емлина, Г.А. Синкевич, Ю.А. Соколова и др. (1969–1970 гг.) по жильному кварцу Урала [Жильный кварц, 1969, 1970а, б], О.А. Суставова [1973] по Сарылахскому месторождению, А.Г. Жабина [1979], Л.Б. Фирсова [1985] по золотокварцевой формации и др. установлено, что перекристаллизация начинается чаще всего при увеличении давления. Типичны очищение и увеличение размеров зерен кварца. В общем случае в изометрично-зернистых кристаллических или метастабильных агрегатах процесс перерождения протекает путем упорядочивания внутреннего строения индивидов и разупорядочивания агрегатов и их сообществ.

Рис. 8. Грубополосчатый молибденит-кварцевый фрагмент одной из жил Давендинского золотомолибденового месторождения Забайкалья. Видно однонаправленное ритмичное изменение соотношений слоев кварца (серое) и молибденита (черное) снизу вверх. Агрегат рассечен сетью прожилков железистого доломита (белое) с обломками молибденит-кварцевого состава. Обр. 1133 из сборов В.И. Сизых; нат. вел.

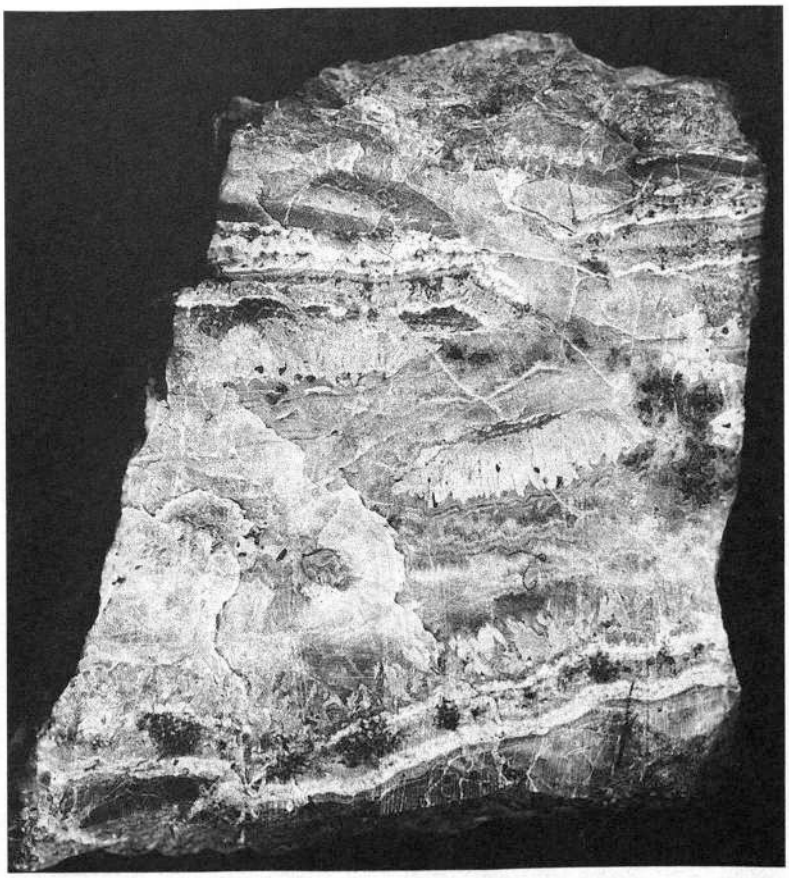
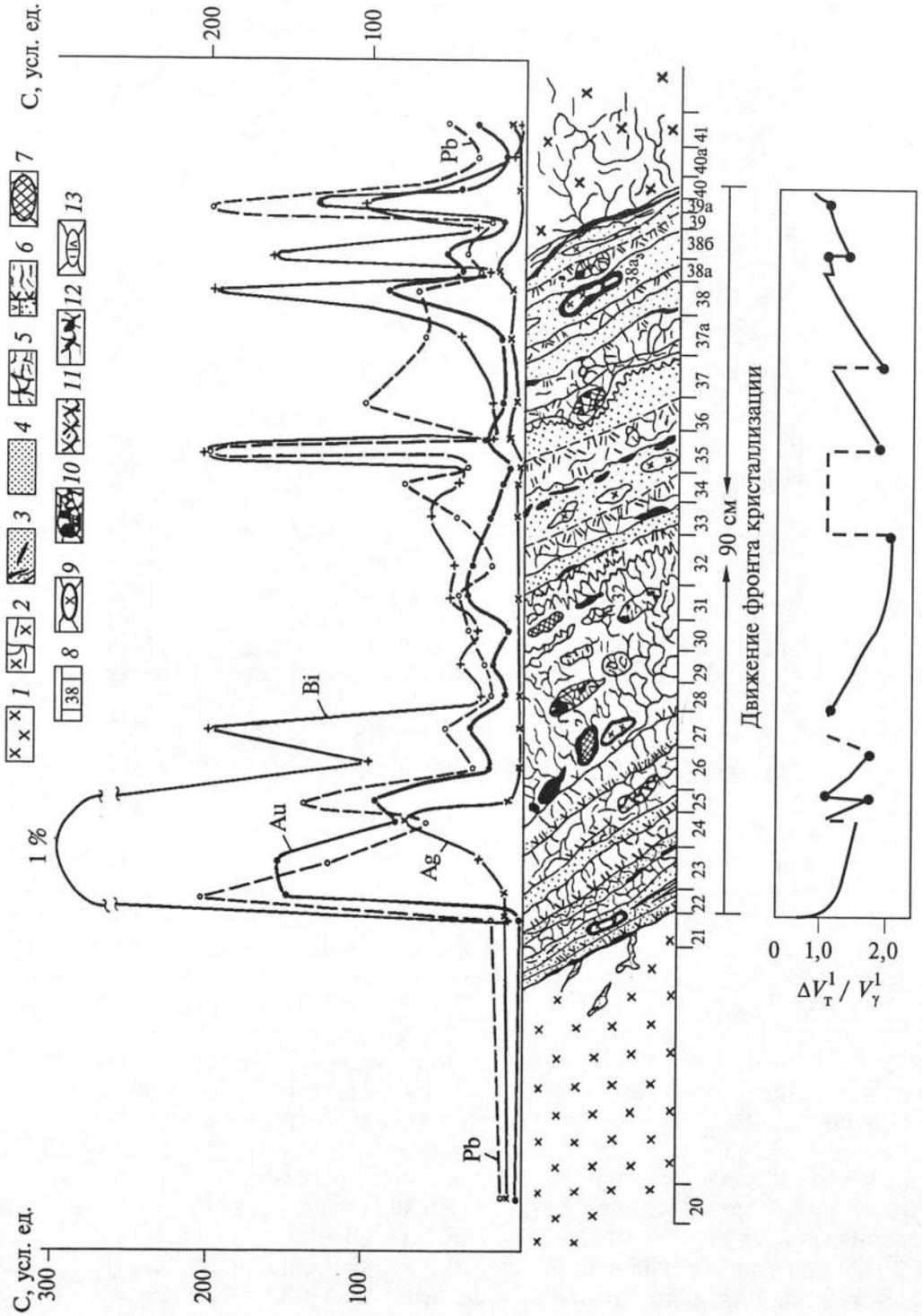
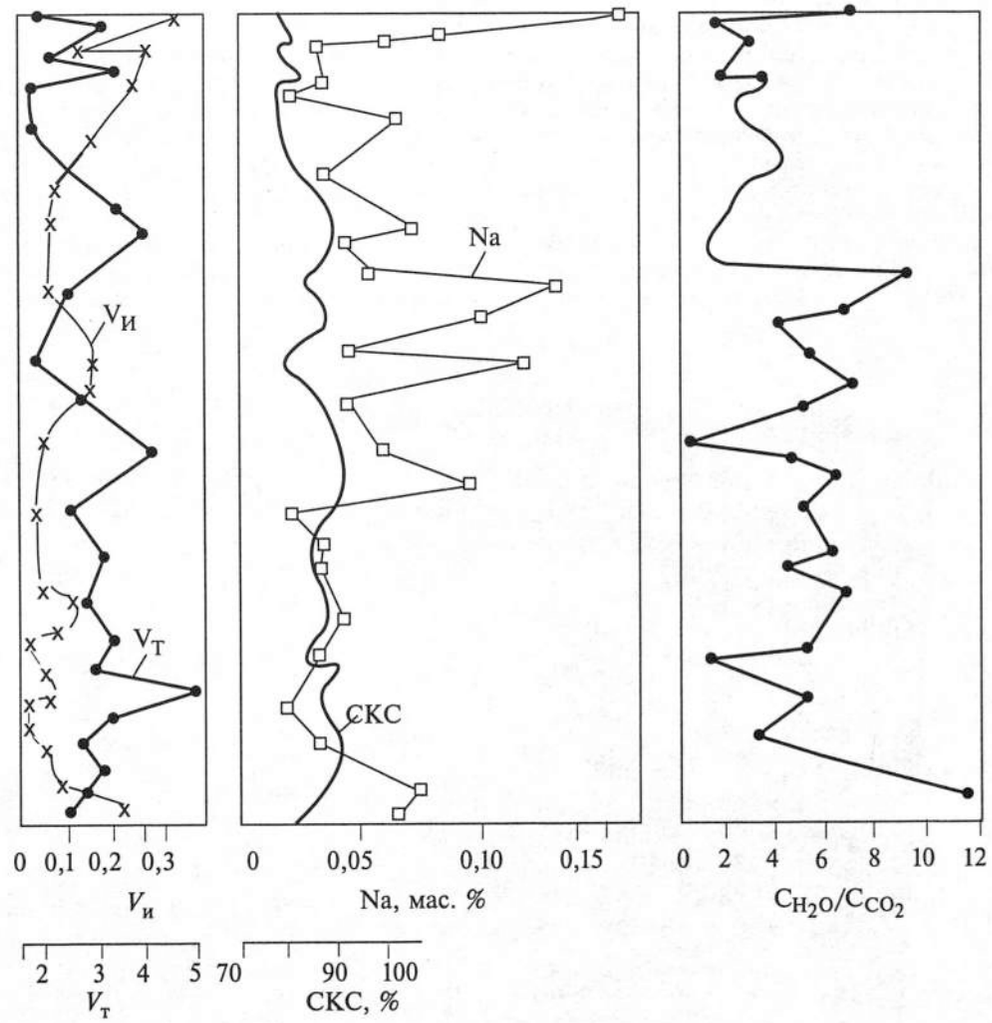


Рис. 9. Фрагмент золотосеребро-аргентито-адулярово-кварцевой жилы месторождения Хаканджа. Виден отторгнутый от ее висячего бока кварцево-адуляровый блок (белое) с включениями зерен серебра и аргентита, облекаемый массивно-полосчатым существенно кварцевым агрегатом. Охотское побережье; нат. вел.

При динамометаморфизме возникает линейная и брусковидная (часто шахматная) блочность, проявляющаяся в волнистом или шахматном угасании и характеризующая начальные стадии пластических деформаций. В результате хрупких и пластических деформаций деформируется кристаллическая решетка, происходят разрыв связей, освобождение воды из ГЖВ, дефект-каналов и структурных каналов. Это приводит к миграции дислокаций и дефектов вакансионного происхождения и их выносу из кварца. При этом часть рудных элементов, которые удерживались в структурных каналах [Щербакова и др., 1976] в виде ОН–Ме-компонентов, выносится в межзерновое пространство, что приводит к новообразованию рудных минералов (золота, серебра, галенита, халькопирита и др.).

Д. Григгс и Дж. Блейсик [Griggs, Blaicic, 1965], К. Кеккулавала [Kekulawala, 1977] и др. показали, что для кварца типично гидролитическое разупорядочивание, его текучесть, наиболее интенсивно происходящие у образцов, на





Начало рис. 10

Окончание рис. 10

Рис. 10. Ритмичное изменение состава и свойств кварца жилы № 52 Среднеголготайского месторождения, Восточное Забайкалье.

Распределение (слева направо) в жильном материале Au, Ag, Bi, Pb; $\Delta V_т^1/V_γ^1$ соотношение Al-центров с Na^+ и H^+ в качестве компенсаторов зарядов; концентрации Al–O-центров: $V_и$ — в исходном и $V_т$ — в отожженном и облученном образцах; изменение валового содержания Na и величины степени СКС; изменение соотношения воды и углекислоты.

1 — мелкозернистые монцонит-диориты; *2* — сеть кварцево-сульфидных прожилков в монцонит-диорите; *3* — приконтактовая часть жилы, сложенная пиритом, халькопиритом, арсенопиритом, молибденитом, золотом, тонкозернистым грязным кварцем, пронизывающим и пропитывающим монцонит-диорит; *4* — мелко-среднезернистый серый до белого сахаро- или стекловидный кварц; *5* — крупно-грубозернистый кварц, жирный, маслянистый, частью дымчатый; *6* — контакт сахаровидного и маслянистого, переходящего в неровношестоватый, кварца, на контакте — турмалин, биотит и чешуи молибденита; *7* — линзы и жеоды кальцита, редко флюорита в друзоватом кварце; *8* — номер и длина пробы; *9* — обломки биотитизированного, хлоритизированного, турмалинизированного и сульфидизированного монцонит-диорита; *10* — линзы сульфидов, турмалина и карбонатов в кварце; *11* — кварцевые агрегаты и окристаллизованный кварц встречного роста в осевой части жилы; *12* — линзы сульфидно-турмалинового и *13* — турмалинового состава в кварце.

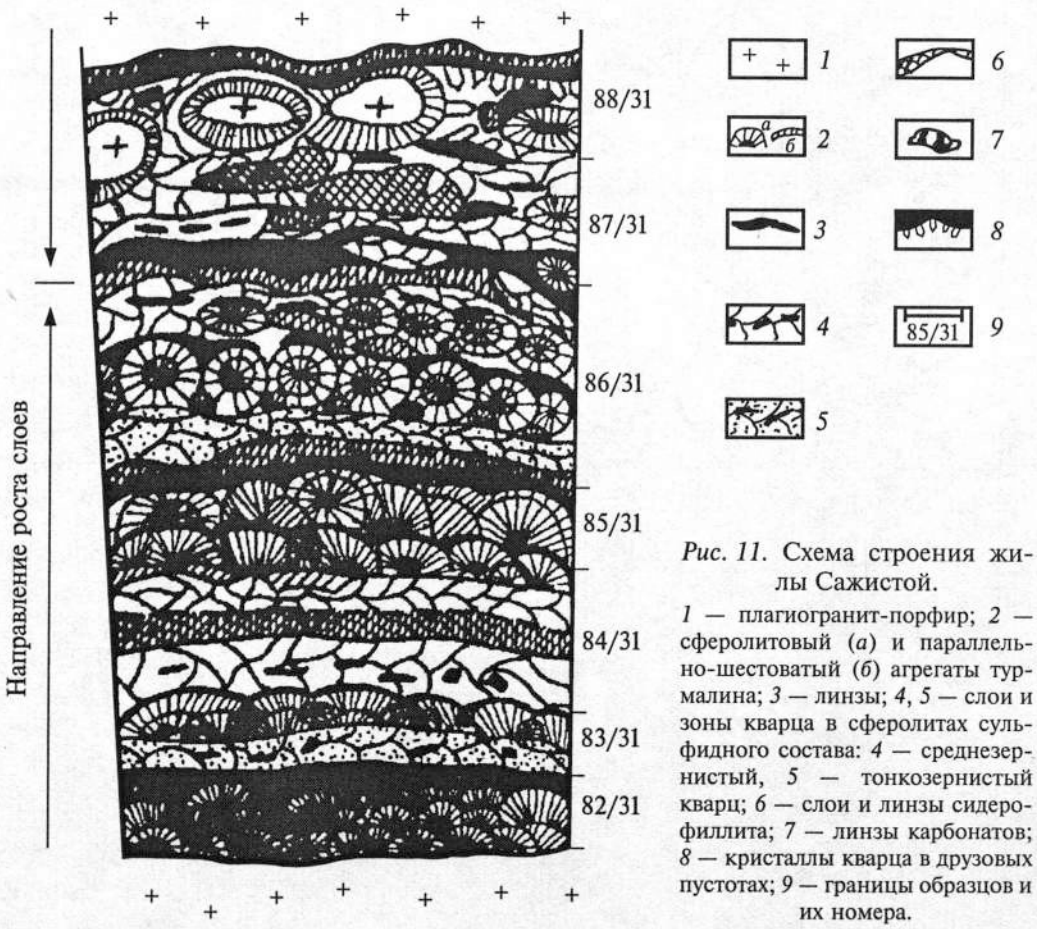


Рис. 11. Схема строения жилы Сажистой.

1 — плагиогранит-порфир; *2* — сферолитовый (*а*) и параллельно-шестоватый (*б*) агрегаты турмалина; *3* — линзы; *4*, *5* — слои и зоны кварца в сферолитах сульфидного состава: *4* — среднезернистый, *5* — тонкозернистый кварц; *6* — слои и линзы сидерофиллита; *7* — линзы карбонатов; *8* — кристаллы кварца в друзовых пустотах; *9* — границы образцов и их номера.

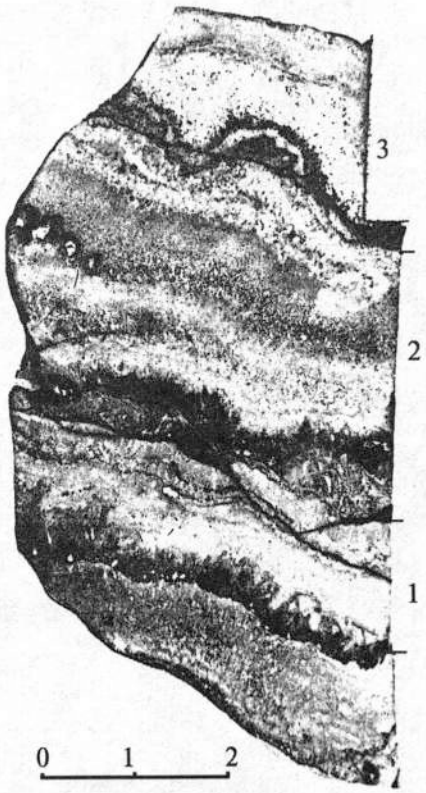


Рис. 12. Ритмично-слоистый агрегат продуктивного кварца.

Видны три ритма, состоящие из трех последовательно образованных слоев: адуляр со слоистыми силикатами и рудными (темно-серое и серое) — кварц с рудными (белое и светло-серое). Внутри относительно существенно кварцевых слоев (белое) обособляются полосы, обогащенные алюмосиликатами и рудными (серое с темными точками). Счет ритмов (1–3) в направлении их нарастания (начала ритмов показаны штрихами). Тасеевское малоглубинное золотосеребряное месторождение, I рудная зона; гор. 166 м; Восточное Забайкалье.

ИК-спектрах которых наблюдается широкий пик 3400 $см^{-1}$, связанный, по нашим данным, с разупорядоченными ОН-группировками [Юргенсон и др., 1974, 1978]. Н.Г. Стенина [1985] пришла к выводу, что причина гидролитического разупорядочивания — наличие слабых связей между полюсами OH^- и H^+ молекулы воды в кварце и дефектными тетраэдрами $[SiO_3]^+$ и $[AlO_4]^-$. Действительно, все пластины жильного рудного кварца, претерпевшего динамометаморфизм, дают ИК-спекрты с широкой полосой в области 3400 $см^{-1}$.

В опытах по изучению электропроводности жильного кварца при нагревании до 700 °С нами наблюдались перенос серебра с электрода сквозь пластинку толщиной 2 мм и осаждение его на противоположной ее поверхности. Эти данные подтверждают принципиальную возможность переноса различных, в том числе и рудных, компонентов сквозь кварц при наличии разности потенциалов, что позволяет предполагать перераспределение их в объеме кварцевых жил с формированием рудных столбов в условиях метаморфических преобразований, отображающихся в появлении структур перерождения. Признаком их являются криволинейно-блочное сложение и волнистое мозаичное (блочное или шахматное) угасание, наблюдавшееся, например, в жильном кварце, развитом на Коммунаровском, Любавинско-Хавергинском, Казаковском и других рудных полях. Однако эти же признаки характерны и для метаморфизованных безрудных кварцевых жил, поэтому они могут быть типоморфными относительно обогащенных руд только в пределах конкретных рудных жил и использованы при оценке вероятности образования рудных столбов переотложения.

Изложенные материалы по особенностям строения кварцевых агрегатов показывают, что структурно-текстурные признаки жильного кварца отражают лишь условия кристаллизации и последующие его преобразования. Значит, они являются критериями скорости кристаллизации, зависящими от градиентов физико-химических характеристик МС, обусловленных в определенной

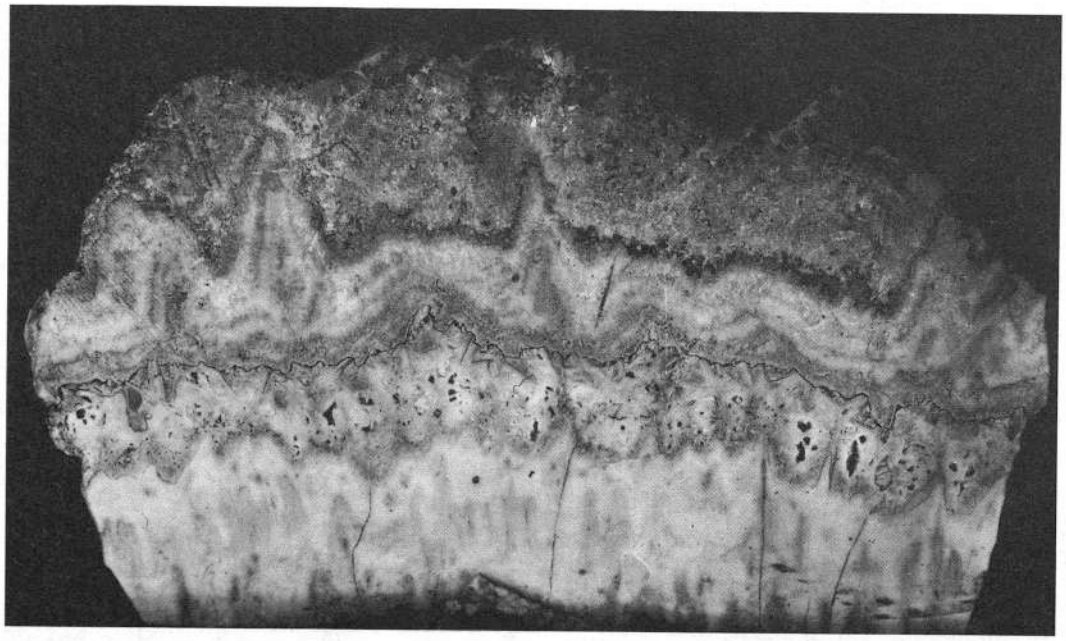


Рис. 13. Ритмично-слоистый фрагмент мощной жилы № 1 Тасеевского месторождения (нарастание слоев снизу вверх).

Хорошо видно ритмично-периодическое изменение минерального состава и текстурно-структурных особенностей в процессе образования жилы от контакта к ее осевой части. Нижняя часть образца представляет собой массивно-шестоватый кварцевый агрегат, в котором шестики — удлиненно-конические постройки, ориентированные в направлении нарастания мощности жилы. Окраска их светло-дымчатая. На них и между ними в результате смены условий образуются тонкозернистые до халцедоновидных агрегаты молочно-белого кварца. Верхняя рельефная поверхность этого слоя является субстратом для адуляра, золота, сульфосолей и слоистых силикатов (извилистая серая полоса), на которой нарастает ноздреватый кварц, в верхней части обогащенный силикатами. Их облекает очень тонкий (почти черное) слой, обогащенный рудными. На нем залегает серый кварц, содержащий существенную примесь силикатов и в верхней части обогащенный рудными. Весь этот слой имеет сложное строение, содержит переменное количество алюмосиликатов и рудных. Он перекрывается слоем иллита с высоким содержанием золота и сульфосолей (темно-серое, почти черное), сменяясь выше грязным кварцем, на котором залегает основание нового ритма, сложенное преимущественно монтмориллонитом и халцедоновидным кварцем. В каждом из последующих ритмов этой жилы, состоящих из трех слоев, повторяются триады, сложенные преимущественно из алюмосиликатов, в верхней части обогащенных золотом, сульфосолями серебра и сульфидами, сменяющимися кварцем. Гор. 216 м; 1/2 нат. вел.

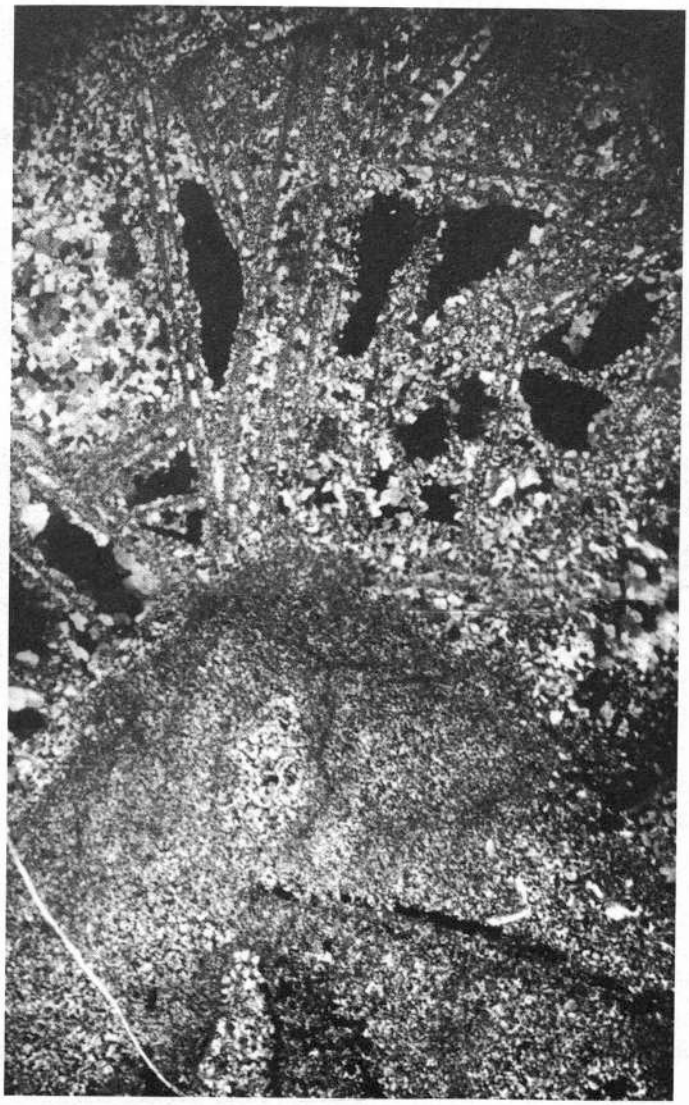


Рис. 14. Фрагмент границы тонкозернистого до халцедоновидного кварца и так называемого ноздревато-пластинчатого.

Пластины представляют собой тонкозернистые гидрослюдисто-кварцевые основания микрошестоватых и микрогребенчатых корочек, развивающихся на них. "Ноздреватость" обусловлена развитием мелких друзочек кварца, нередко содержащих сульфосоли, сульфиды и золото. Тасеевское месторождение; обр. 591/3; шлиф 4–5; ув. 28, николи +.

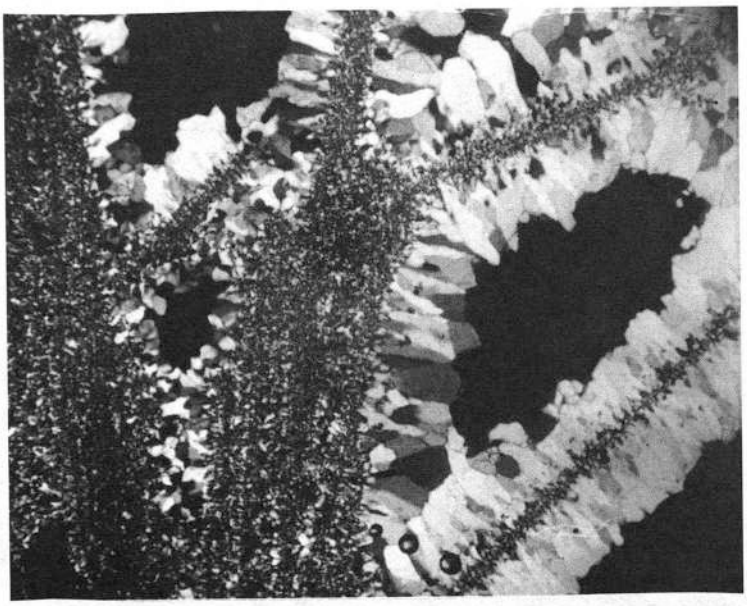


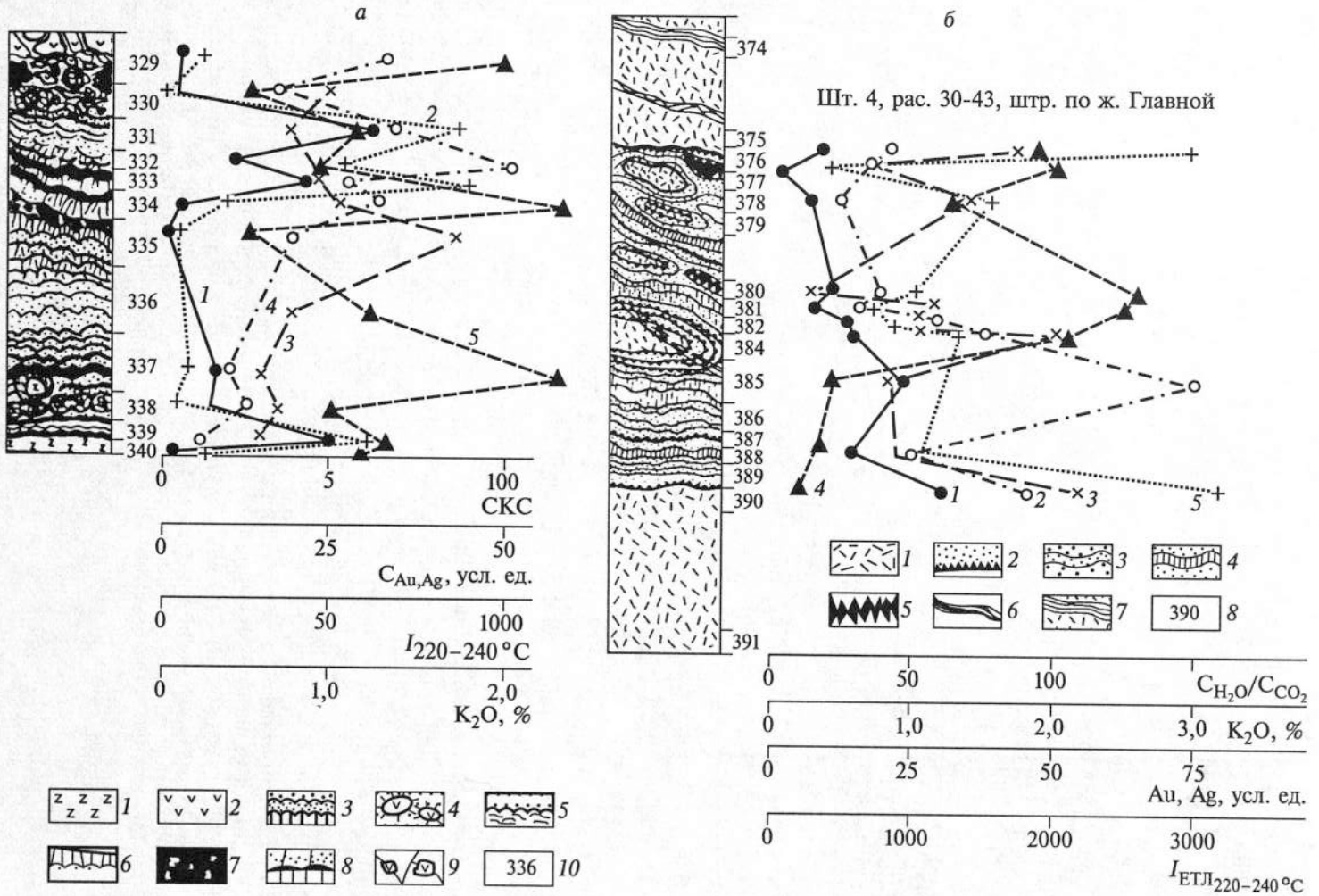
Рис. 15. Пластинчатый кварц. Деталь.

Ув. 78. Тот же образец, что на рис. 14.

→

Рис. 16. Изменчивость состава и свойств в ритмично-полосчатом жильном кварце, в направлении от контактов к осевой части Главной жилы. Карамкенское золотоолово-серебряное месторождение; Примагаданье.

а — Au (1), Ag (2), величина степени СКС (3), интенсивности ЕТЛ (4), K_2O (5): *1* — игнимбриты; *2* — андезиты; *3–9* — структурно-текстурные разности существенно кварцевых агрегатов: *3* — тонкозернистые ритмично-слоистые кварц-адуляровые агрегаты с рудными минералами на границах адуляра и кварца, *4* — обломки игнимбритов, окруженные слоями адуляра и кварца радиально-шестоватого строения, *5* — переслаивание массивных и радиально-шестоватых агрегатов, *6* — переслаивание массивных и параллельно-шестоватых агрегатов, *7* — друзовые полости (белое), *8* — переслаивание шестоватого и мелкозернистого массивного кварца с адуляром и рудными (черное); *9* — кварц с обломками андезитов; *10* — проба и ее номер. Масштаб 1 : 20. *б* — Au (1), Ag (2), K_2O (3), ЕТЛ, усл. ед. (4), C_{H_2O}/C_{CO_2} (5). *1* — окварцованный липарит; *2* — переслаивания адуляра (черное) с тонкозернистым кварцем; *3–7* — разности кварца: *3* — тонкозернистый массивный, *4* — массивный и тонкошестоватый, *5* — мелкогребенчатый, *6* — брекчиевидный, *7* — тонкополосчатый халцедоновидный, прожилки в липарите; *8* — проба и ее номер. Масштаб 1 : 20.


а
б
Шт. 4, рас. 30-43, штр. по ж. Главной
329
330
331
332
333
334
335
336
337
338
339
340
374
375
376
377
378
379
380
381
382
384
385
386
387
388
389
390
391
1
2
3
4
5
0
5
100
СКС
0
25
50
$C_{Au,Ag}$, усл. ед.
0
50
1000
$I_{220-240\,°C}$
0
1,0
2,0
K_2O, %
0
50
100
C_{H_2O}/C_{CO_2}
0
1,0
2,0
3,0
K_2O, %
0
25
50
75
Au, Ag, усл. ед.
0
1000
2000
3000
$I_{ETL_{220-240\,°C}}$
390
336
6
7
8
9
10

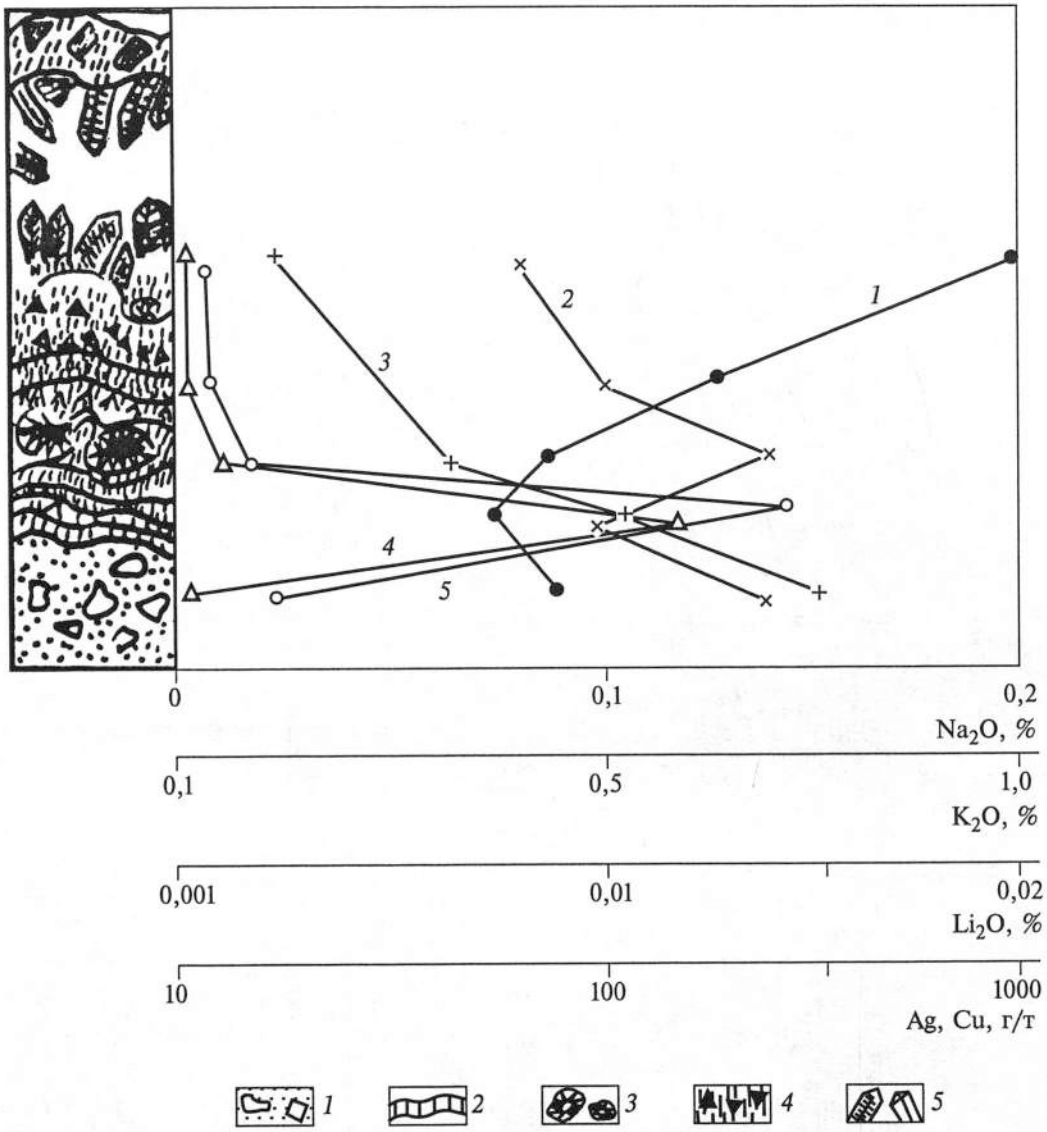


Рис. 17. Изменчивость концентраций щелочей, серебра и меди в кварце последовательно образованных существенно кварцевых агрегатов (обобщенная схема).

1 — Na_2O; *2* — K_2O; *3* — Li_2O; *4* — Ag; 5 — Cu. Парагенезисы: *1* — метасоматиты, *2* — полосчато-массивные продуктивные хлорит-адулярово-кварцевые агрегаты, *3* — мелкогребенчатый кварц, *4* — грубополосчатый адулярово-кварцевый агрегат, *5* — друзоватый кварц. Серебряно-полиметаллическое месторождение Дукат, Магаданская область.

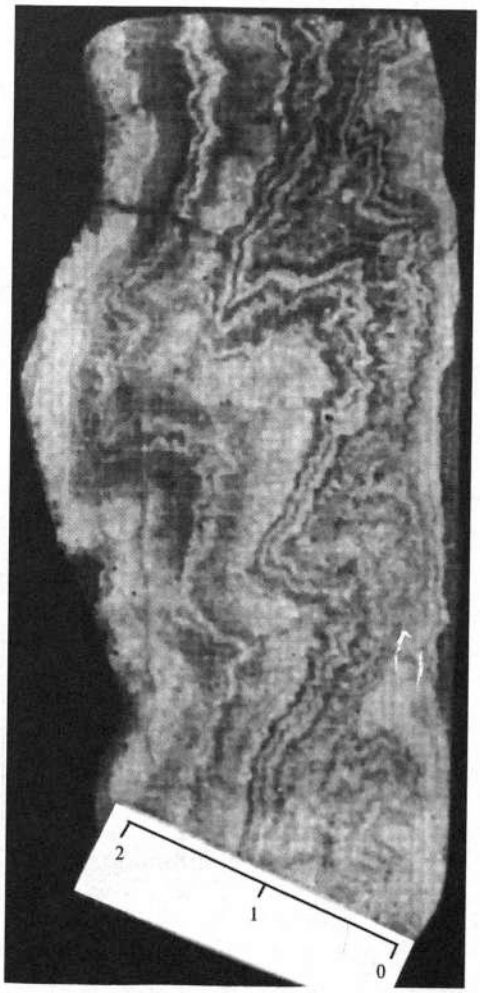


Рис. 18. Текстура течения вязкого иллит-кварцевого золотоносного агрегата. Тасеевское месторождение; гор. 316 м; обр. 2036; ув. 1,5.

мере глубиной. Вследствие этого данные признаки относятся к рудно-формационным, но универсальными типоморфными признаками рудоносности они быть не могут.

2.3. Совершенство кристаллического строения и его изменчивость в пределах жил

Чтобы найти количественное выражение особенностей строения индивидов и агрегатов жильного кварца, проведено сравнительное изучение их кристаллической структуры. Оказалось, что ПЭЯ (a_0 и c_0) как таковые мало информативны. Существенные различия присущи объемам ЭЯ кварца. Максимальное различие достигает 0,000321 нм^3 ($V_{0\,min}$ — 0,112924 нм^3, $V_{0\,max}$ — 0,113245 нм^3). Определение ПЭЯ представляет собой трудоемкую задачу. С учетом данных Н.Ф. Картенко и др. [1971] о возможной оценке совершенства кристаллического строения кварца по уширению линий на рентгенограммах нами с Г.Т. Тумуровым разработана методика определения степени совершенства кристаллического строения (СКС) кварца как меры совершенства его кристаллической структуры [Юргенсон и др., 1974; Юргенсон, Тумуров, 1980].

В качестве причин расширения линий Н.Ф. Картенко и др. [1971] были указаны малые размеры областей когерентного рассеяния рентгеновских лучей и наличие напряжений II рода, а также высказано предположение о связи расширений со скоростями кристаллизации и о возможности получить дополнительную информацию об условиях образования кварца. Для количественного определения степени СКС и получения результатов, сопоставимых с классическими данными И.Е. Каменцева и В.А. Франк-Каменецкого по структуре кварца, в качестве эталона использован кварц из месторождения Кожим (Полярный Урал), любезно предоставленный И.Е. Каменцевым.

По методике, приведенной в [Юргенсон, Тумуров, 1980], измеряются высота и полуширина пиков для отражений (2354) образца и эталона. Оценка интегральной величины степени СКС дается по 100-балльной шкале, где степень СКС эталона принимается за 100.

Таблица 3

Сопоставление результатов определения степени СКС в легких фракциях жильного кварца и его монофракциях

Номер пробы	Степень СКС, %		
	Легкие фракции, $\bar{x}_1$	Монофракции, $\bar{x}_2$	Разница $\bar{x}_1 - \bar{x}_2$
60/17	74	58	+16
62/17	73	82	−9
63/17	66	64	+2
63/17A	72	67	+5
64/17	62	65	−3
65/17	67	67	0
66/17	70	66	+4
66/17	65	72	−7
69/17	73	63	+10
73/17	64	71	−7
74/17	71	72	−1
76/17	76	72	+2
78/17	48	50	−2
81/17	52	62	−10
			$\Sigma\bar{x}_1 - \bar{x}_2 = 0$

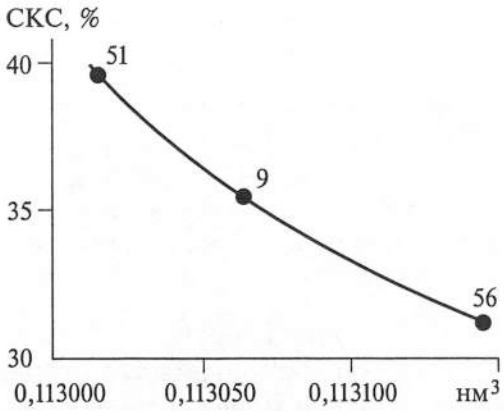


Рис. 19. Зависимость степени СКС и объема ЭЯ кварца.

Цифры на кривой — число определений.

В результате экспериментов в образцах с контрастными значениями степени СКС установлено, что степень измельчения зерен не оказывает на нее существенного влияния (табл. 3).

Выявлена обратная связь степени СКС и объема ЭЯ (рис. 19), что позволило считать причиной вариации степени СКС в основном разупорядоченность структуры на уровне элементарных ячеек и их групп, обусловленную скоростью кристаллизации и вхождением в структуру Al^{3+}, Li^+, Na^+, H^+. Степень СКС зависит от регулярности распределения элементарных ячеек и их групп (блоков) в объеме реальной кристаллической структуры, в частности от меры отклонения плоских сеток от плоскости, что определяет вариации межплоскостных расстояний и дисперсию углов дифракции рентгеновских лучей, фиксирующихся на порошкограммах мерой диффузности линий, на дифрактограммах — уширением пиков.

В конкретной МС степень СКС возрастает по мере снижения температуры и уменьшения в ней давления и связанного с ним объема газовой фазы (рис. 20). В кристаллах степень СКС возрастает от их основания к головке, в жилах — от контактов к осевой части

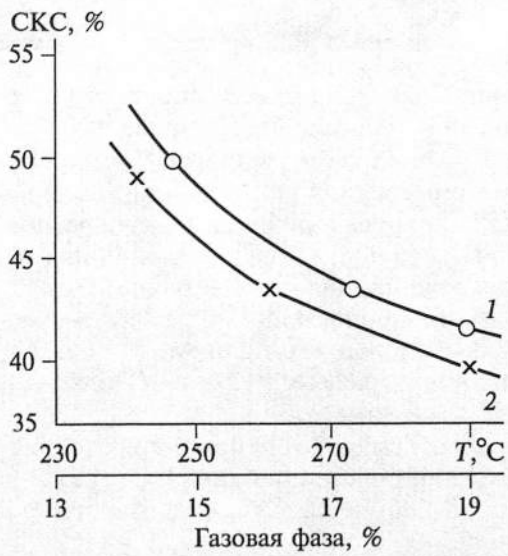


Рис. 20. Связь степени СКС кварца, температуры гомогенизации ГЖВ (*1*) и объема в них газовой фазы (*2*).

(см. рис. 10, 16, *а*, 21), сопрягаясь с уменьшением валового содержания K_2O, Na_2O, Li_2O, Al_2O_3 (табл. 4).

В жильных телах вкрест их простирания наблюдается возрастание степени СКС от контактов жил к их осевым частям. В мощных жилах глубинных и среднеглубинных месторождений эти изменения имеют относительно плавный характер (рис. 21), в ритмично-слоистых — ритмичный (см. рис. 10). В жилах малоглубинных формаций эти изменения имеют ритмично-поступательный характер (см. рис. 16, *а*).

Возрастание СКС в жилах от контактов к осевой части сопряжено с уменьшением валового содержания K_2O, Au, Ag (см. рис. 16, *а*), Al_2O_3, Na_2O, Li_2O,

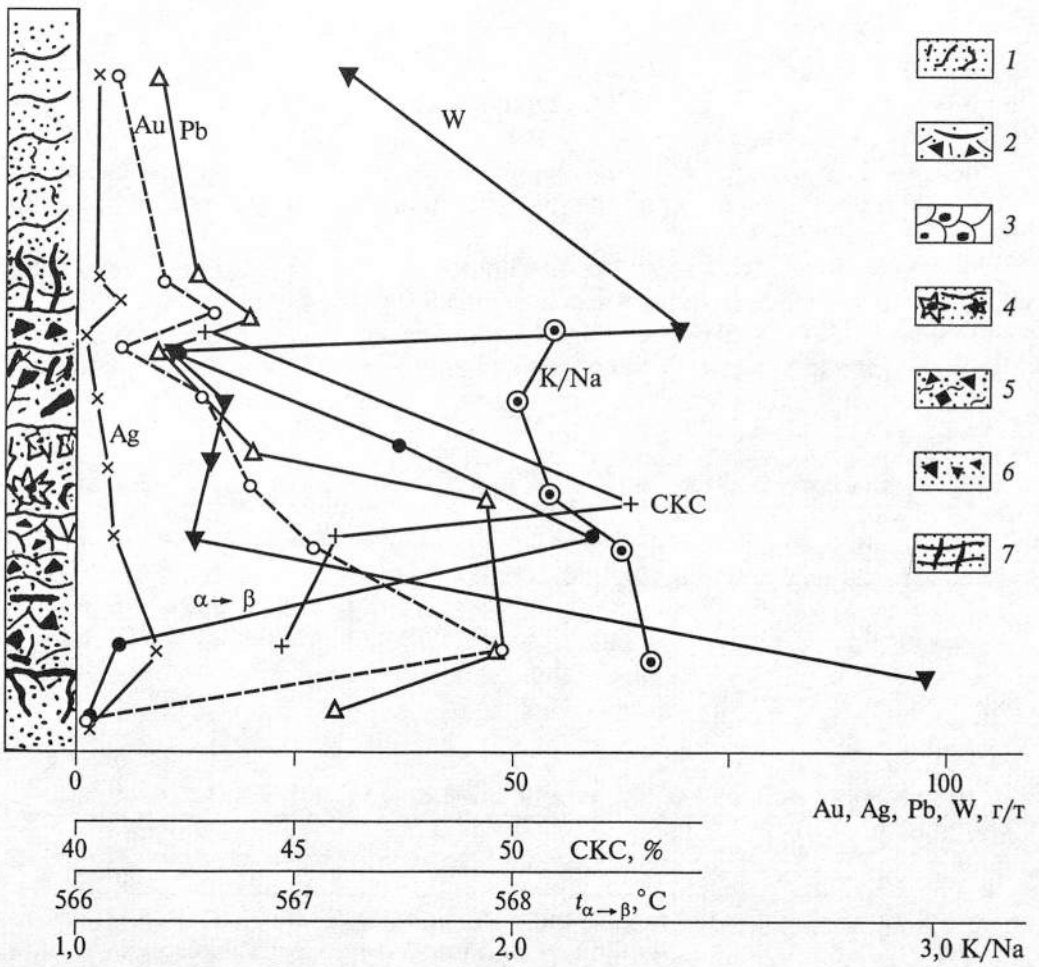


Рис. 21. Изменение состава и свойств жильного кварца в разрезе по жиле № 160 месторождения Токур, Среднее Приамурье.

1 — слабо окварцованный песчаник; 2 — тонкозернистый кварц с ксенолитами окварцованного песчаника; *3* — кристаллически-зернистый кварц; *4* — друзоватый кварц; 5 — кварц с сульфидами; *6* — тонкозернистый кварц с адуляром и серицитом; 7 — песчаник с прожилками кварца.

Таблица 4

Изменение СКС в последовательно образованных частях кристаллов

Характеристика образца	СКС	Газовая фаза, %	Температура гомогенизации, °С
Массивный грубозернистый до друзоватого субстрат	89	22–55 / 36	260–325 / 305
Основания кристаллов	98	25–45 / 35	260–360 / 300
Прозрачные части, головки кристаллов	100	12–40 / 21	200–270 / 234

Примечание. В числителе — пределы значений, в знаменателе — среднее.

объема ЭЯ, выраженного через меру его отличия от нормы (табл. 5, ΔV) и возрастанием интенсивности ЕТЛ, обусловленным возрастанием доли изоморфных примесей Al, Na, Li.

Величина степени СКС закономерно возрастает с глубиной в пределах отдельных минеральных тел (жил, линз), имея максимум в срединных их частях (см. рис. 16, табл. 6, 7).

В конкретных жильных телах наблюдается симметрично-асимметричная зональность в распределении кварца с определенными величинами степени СКС (рис. 21, 22). Анализ рис. 22 позволяет сделать вывод о том, что верхняя продуктивная часть жилы № 160 сэродирована, а северо-восточная — отсечена

Таблица 5

Сопряженность изменений степени СКС (%), ΔV (10^3 нм^3) и валового содержания примесей (мас. %) в последовательно образованных агрегатах кварца малоглубинных формаций

Структурно-текстурная разность	Компонент и его содержание				СКС	ΔV
	Al_2O_3	K_2O	Na_2O	Li_2O		
Тонкополосчатый	3,44	1,21	0,121	0,073	29,9	225
Массивный	3,38	0,26	0,094	0,087	30,7	209
Пластинчатый	1,82	0,20	0,080	0,056	33,4	198
Шестоватый и гребенчатый	0,17	0,11	0,06	0,037	39,7	101

Таблица 6

Изменение с глубиной степени СКС кварца Главной жилы Карамкенского месторождения

Глубина от дневной поверхности, м	СКС			Структурно-текстурные особенности кварца
	n	$\bar{x}$	σ_n	
0	11	31,6	2,3	Полосчатый
60	21	35,8	3,3	Преимущественно полосчатый, массивно-полосчатый
110	22	37,7	5,1	Массивный, массивно-полосчатый
160	13	42,0	6,0	Срединная часть жилы, массивный и массивно-шестоватый и гребенчатый
210	14	38,0	3,6	Преимущественно полосчатый
310	17	64,0	7,2	Массивный, кварцево-кальцитовые агрегаты

Таблица 7

Изменение с глубиной степени СКС кварца Среднеголготайского месторождения

Глубина от дневной поверхности, м	СКС			Структурно-текстурные особенности кварца
	n	$\bar{x}$	σ_n	
0–30	13	65,2	3,1	Массивный, мелкозернистый
223	7	73,3	9,6	Массивный средне-крупнозернистый
297–301	19	76,1	6,8	То же
312–335	7	77,1	3,6	»
395	40	76,7	4,0	»
451	16	76,9	6,9	»
545	20	80,4	4,0	Массивный, друзоватый, крупнозернистый

северо-западным разломом. Юго-восточная часть, где развит кварц с относительно высоким значением СКС, представляет собой срединную относительно малопродуктивную часть, вслед за которой на погружении в юго-восточном направлении могут быть вскрыты ее продуктивные части. На рис. 21 показано изменение степени СКС вкрест простирания мощной жилы месторождения Токур, а также субсимметричное изменение этой величины на глубине 400 м на месторождении Мурунтау (рис. 23). Подобное распределение с глубиной величин СКС кварца Эповской жилы Дарасунского месторождения дано на рис. 24. Аналогичные данные получены и по Верхнеалиинскому месторождению золота (рис. 25).

Рассмотренная зональность в принципе универсальна и присуща кварцу всех изученных рудных формаций. Зональность в распределении кварца с определенными величинами степени СКС обусловлена центростремительным движением фронта кристаллизации от контактов жил и их фланговых частей к срединным после образования тонкозернистых приконтактовых зон. Увеличение степени СКС обусловлено уменьшением градиентов физико-химических характеристик МС, скорости кристаллизации и соответственным возрастанием доли крупно-, кристаллически-зернистых и друзоватых агрегатов в последовательно образованных частях жил. Существует прямая связь между размерами индивидов кварца в минеральных агрегатах и величиной степени СКС, возрастом и степенью метаморфизма вулканогенно-осадочных толщ, вмещающих кварцевые жилы (рис. 26).

Весь аналитический материал по определению степени СКС (около 2300 определений) представлен на рис. 27 в координатах степень СКС – глубина образования, где каждая точка характеризует среднестатистическую величину степени СКС для конкретного месторождения. Выделяется семь полей точек, объединяющих месторождения определенных рудных формаций. В каждом из полей намечается тенденция к возрастанию величины СКС с глубиной. Совокупность полей, представляющих важнейшие генетические и формационные типы эндогенных месторождений, выявляет генеральную зависимость между степенью СКС кварца и глубиной образования, являющейся одним из факторов, обусловливающих скорость его кристаллизации [Юргенсон, 1996б].

На фоне общего возрастания величин степени СКС жильного кварца от близповерхностных (I) к глубинным (IV) для золоторудных месторождений в

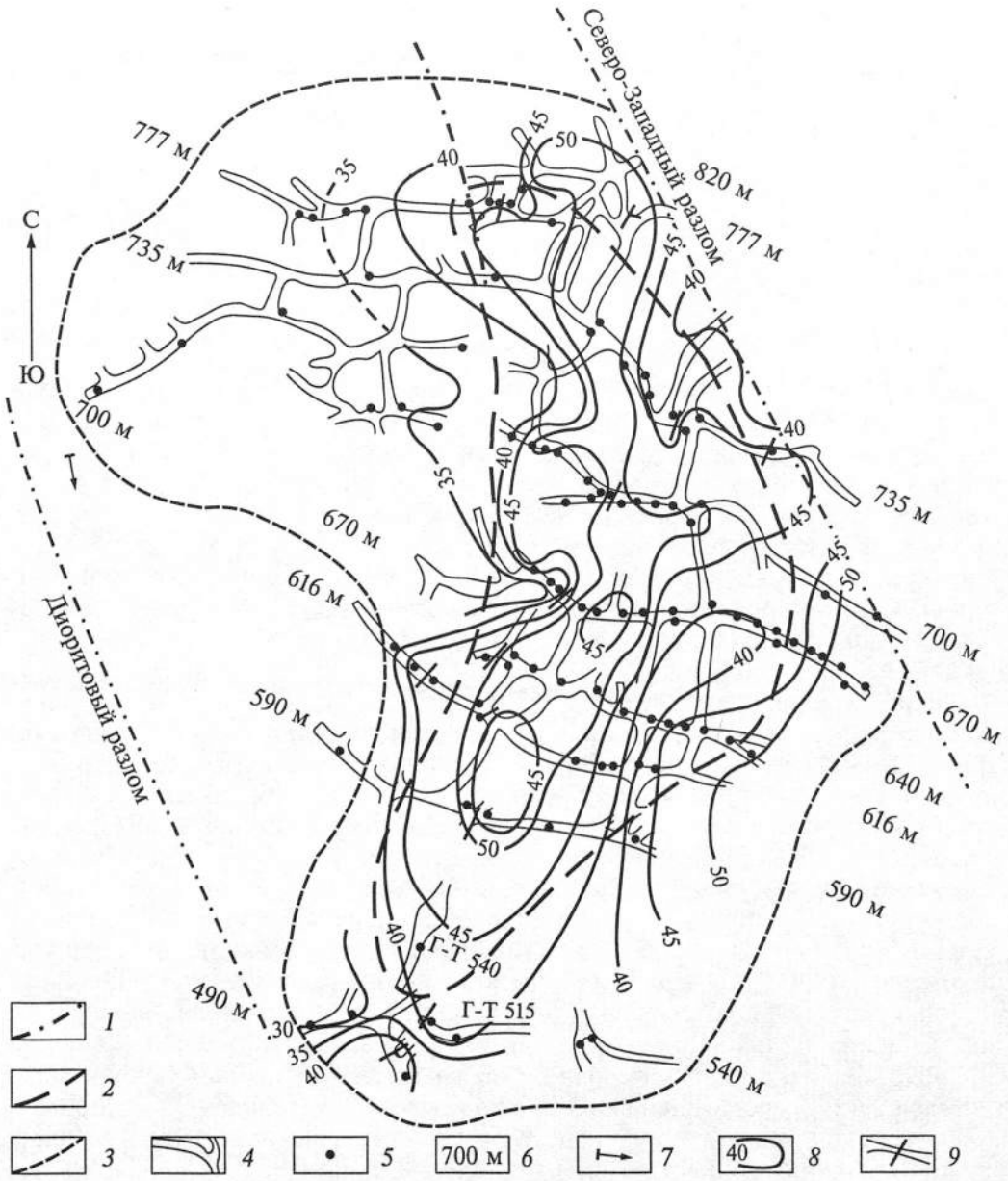


Рис. 22. Симметрично-асимметричная субконцентрическая зональность в распределении кварца различной степени СКС в плоскости жилы № 160 месторождения Токур.

1 — разлом; *2* — контур рудного столба; *3* — контур жилы; *4* — горные выработки; *5* — точки опробования; *6* — горизонты разведки; *7* — направление падения жилы; *8* — изолинии и значения признака; *9* — сечения через жилу.

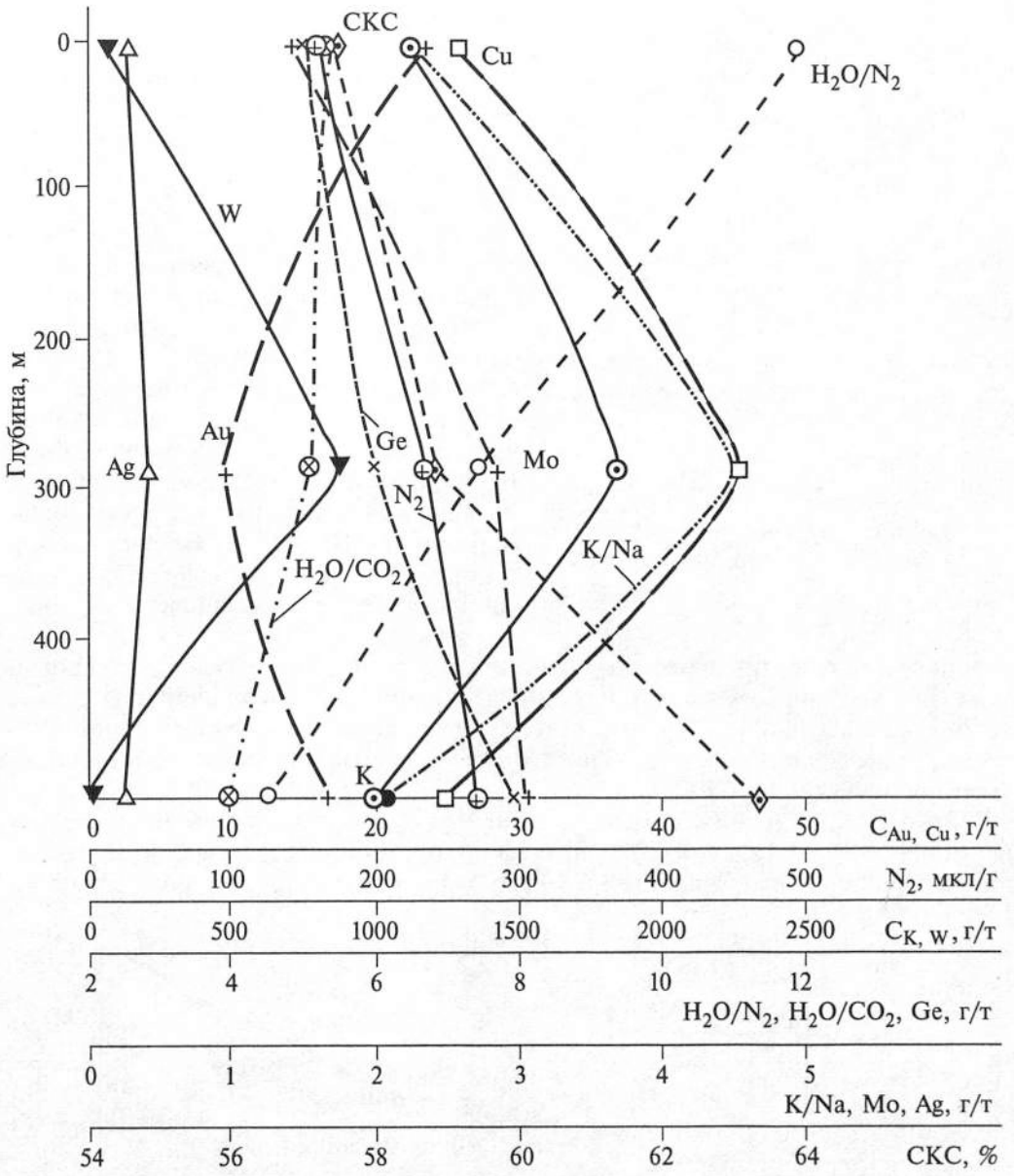


Рис. 23. Измерения с глубиной состава и свойств кварца стволовой жилы месторождения золота Мурунтау. Узбекистан; Кызыл-Кумы.

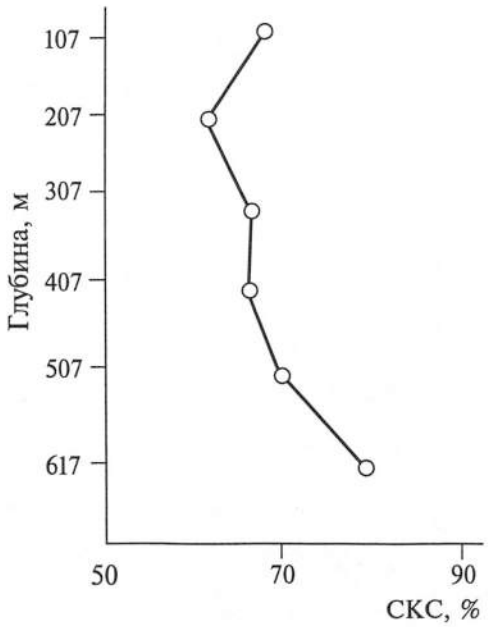


Рис. 24. Изменение с глубиной величины степени СКС кварца Эповской жилы. Дарасунское месторождение; Забайкалье.

зависимости от локализации их в магматических породах (II) или осадочно-метаморфических толщах (III, IV), а также в зависимости от меры связи оруденения с магматизмом выделяются две группы формаций с различными рядами изменения величины степени СКС от глубины (поля II–IV). Поле II характеризует месторождения золотосульфидно-кварцевой и золотокварцево-сульфидной формаций, локализованных в магматических породах и имеющих прямые связи с магматизмом, а III и IV — месторождения собственно золотокварцевой формации, черносланцевой в том числе.

Различия величин степени СКС кварцево-золоторудных месторождений, локализованных в магматических и осадочно-метаморфических толщах, но сформированных в близких по глубине условиях, связаны с причинами, обусловливающими как скорость кристаллизации, так и вероятность пластических деформаций, которые оказывают существенное влияние на СКС.

Во-первых, в условиях, когда рудные тела формируются в связи со становлением рудогенерирующих магматических тел, общее тепловое поле рудно-магматической системы достаточно велико, а градиенты температур и давлений

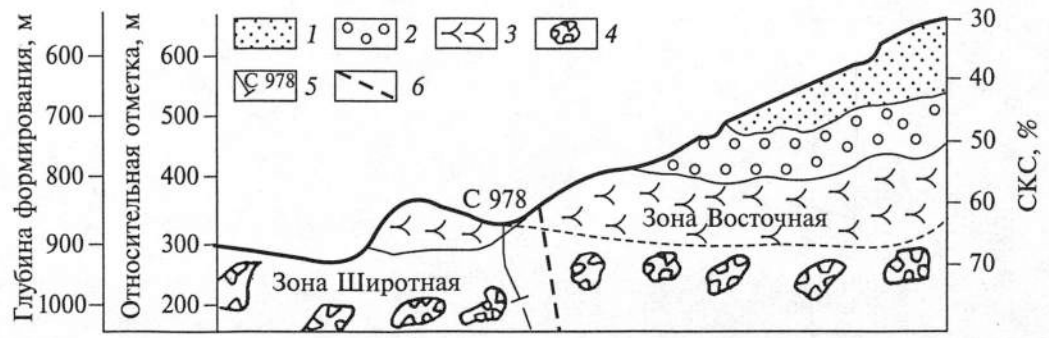


Рис. 25. Характер изменения степени СКС кварца с глубиной в пределах Верхнеалинского рудного поля.

Схема сочленения Широтной и Восточной зон на вертикальную плоскость: *1* — халцедоновидный кварц, *2* — тонко-мелкозернистый кварц, 3 — среднезернистый кварц, *4* — средне-крупнозернистый кварц, участками друзоватый, *5* — скважина и ее номер, *6* — предполагаемая тектоническая структура сочленения.

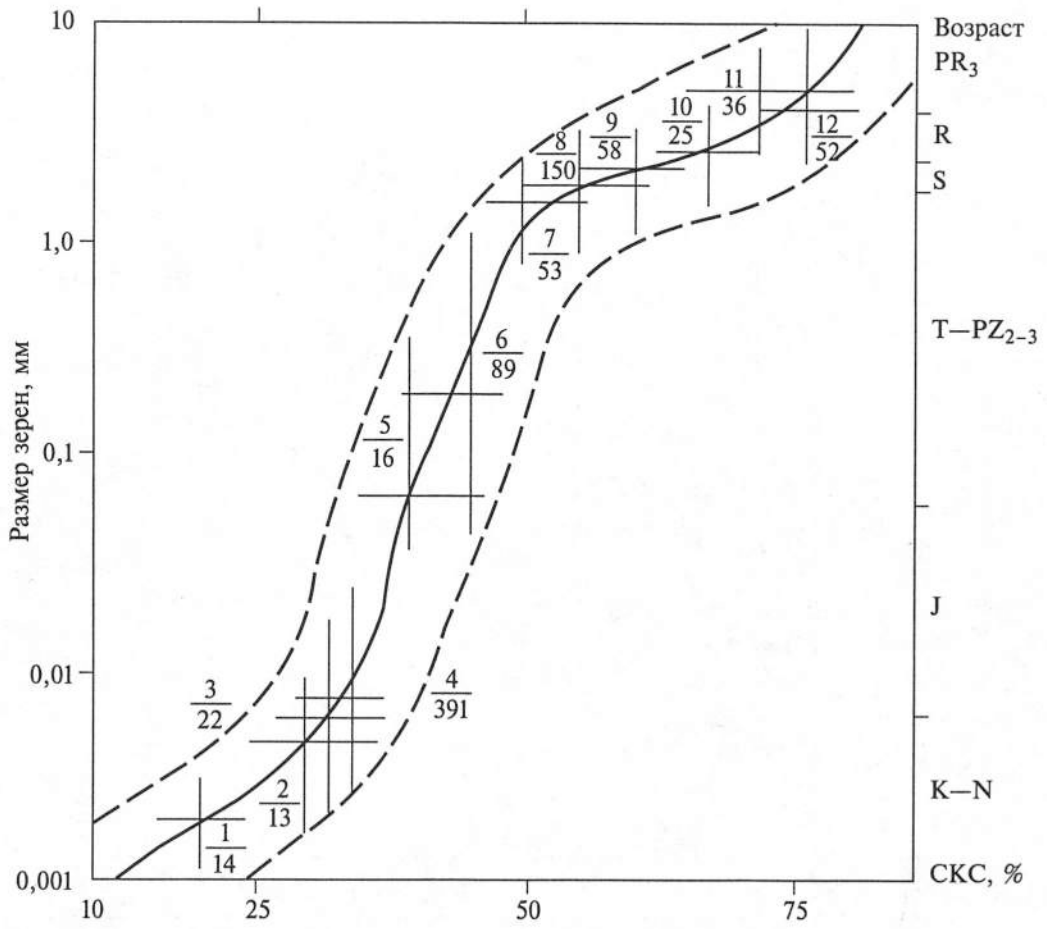


Рис. 26. Зависимость степени СКС и велечины зерен жильного кварца в жилах разновозрастных вулканогенно-осадочных толщ.

В числителе: *1* — агаты и халцедоны (юра—неоген); *2–4* — халцедоновидный кварц жил в меловых осадочно-вулканогенных толщах; *5* — тонкозернистый кварц в верхних частях среднеглубинных месторождений (юра); *6–8* — мелко- до среднезернистого, рисовидный в черносланцевых толщах среднего палеозоя—триаса; *9* — средне- до крупнозернистого в черносланцевых толщах силура; 10 — то же, в черных сланцах докембрия; *11* — средне- до крупнокристаллических и друзоватых в диафторированных слюдисто-кварцево-полевошпатовых сланцах докембрия; *12* — то же, в амфиболитах, биотитовых кристаллических сланцах и гнейсах верхнего протерозоя. В знаменателе — число проб.

невелики, обеспечивается большая вероятность закрытости МС. В этом случае градиенты физико-химических характеристик обусловливают относительно медленное зарождение центров кристаллизации и малые скорости роста минеральных индивидов.

Во-вторых, прочность магматических пород, вмещающих существенно кварцевые или кварцево-сульфидные тела, значительно выше таковой песчанико-сланцевых толщ, что не способствует интенсивному развитию пластических деформаций. Все это определяет естественный ход кристаллизации кварца

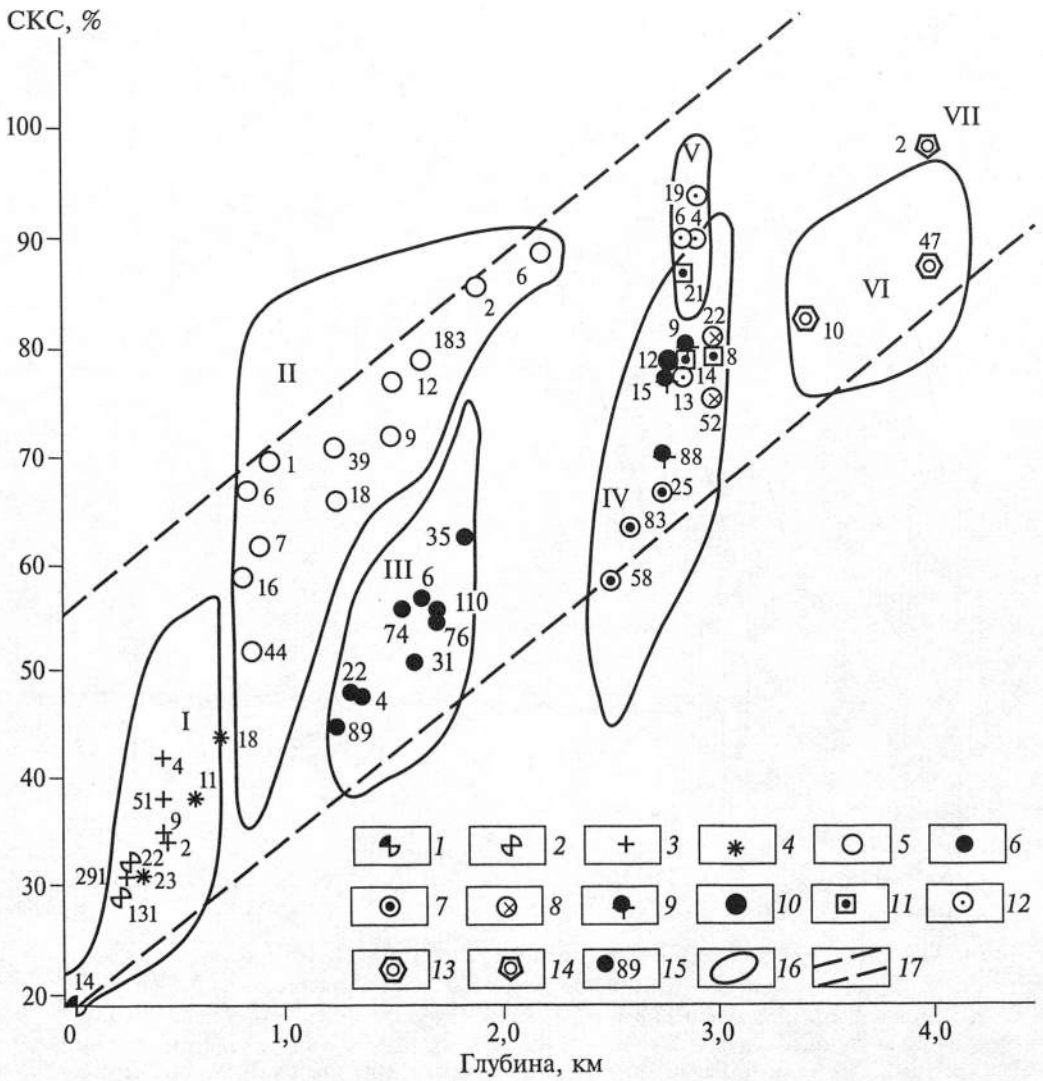


Рис. 27. Поля величин степени СКС кварца месторождений различных рудных формаций.

I — малоглубинные формации: *1* — агат-халцедоновая, *2* — халцедоновидный кварц среднеглубинных месторождений, *3* — золотосеребряная, *4* — кварц-флюоритовая; II, III — среднеглубинные золоторудные: *5* — с прямой связью кварцеворудных тел с магматизмом в магматических породах, *6* — переходные к ним золотокварцевые вне прямой связи с магматизмом в песчанико-сланцевых толщах фанерозоя; IV — среднеглубинные и переходные к глубинным: *7* — малосульфидная золото-кварцевая в породах докембрия и нижнего палеозоя, *8* — золотошеелитово-сульфидно-кварцевая в породах амфиболитовой фации, *9*, *10* — грейзеновая, минеральные типы (*9* — мусковит-вольфрамитово-кварцевый, *10* — мусковит-вольфрамит-касситеритово-кварцевый), *11* — редкометалльные пегматиты; V, VI — пегматиты: *12* — редкометалльные жилообразные и камерные с драгоценными камнями, *13* — мусковитовые; VII, *14* — гранулированный кварц; *15* — число проб; *16* — поле средних значений степени СКС с учетом σ; *17* — коридор средних значений степени СКС.

в условиях относительно небольших глубин (0,5–2,5 км), а следовательно, и образование индивидов кварца с высокой степенью СКС. Меньшая вероятность пластических деформаций способствует устойчивости этих совершенных структур.

Кристаллизация существенно силикатных флюидов в отрыве от рудогенерирующих систем в толщах относительно низкотемпературных (200–300 °С) песчанико-сланцевых пород зеленосланцевой фации происходит в условиях относительно высоких градиентов температур и давлений, а также влияния трещинных метаморфогенных гидротерм. Это приводит к формированию околожильных зон тонкозернистых существенно кварцевых агрегатов, называемых некоторыми исследователями метакварцем (Токурское, Нежданинское, Любавинско-Хавергинское и другие месторождения и рудные узлы) с очень низкой степенью СКС. Кроме того, относительно слабая прочность вмещающих пород, участие их в тектонических процессах способствуют интенсивному развитию пластических деформаций жильного кварца. Все это приводит как к формированию первичных существенно кварцевых агрегатов с относительно низкими величинами степени СКС, так и разупорядочиванию в процессе пластических деформаций.

Сопоставимые с приведенными данными по среднеглубинным месторождениям, где отчетливо проявлена генетическая связь с магматизмом, результаты получены и при изучении жильного кварца месторождений олова и вольфрама грейзеновой формации (Холтосонское, Спокойнинское, Белухинское и др.). Близкие к ним значения степени СКС типичны и для пегматитов. Месторождения пегматитового генетического типа также образуют ряд, в котором средние значения этой величины находятся в пределах 79–84 % для объектов, локализованных в песчанико-сланцевых толщах спессартин-альмандиновой субфации, 83–90 % — в кианит-кварц-мусковитовой (месторождения мусковитовых и изумрудоносных пегматитов). Пегматиты, локализованные в апикальных частях материнских гранитов вблизи от контактов с ксенолитами вмещающих их гнейсов, содержат кварц, среднее значение степени СКС которого составляет 90–94 % . Максимальны значения этой величины для гранулированного кварца — 96 %. Самые высокие значения степени СКС (96–100 %) характерны для совершенных кристаллов кварца минерализованных полостей хрусталеносных пегматитов и жил.

Практическая и научная значимость полученных выводов заключается в том, что они раскрывают связи между структурой кварца и условиями его образования, являются важнейшими фундаментальными типоморфными признаками условий образования и могут быть использованы при рудно-формационном анализе, для разработки критериев условий образования и оценки уровня эрозионного среза при поисках рудных месторождений. Результаты детального изучения СКС кварца рассмотрены в работах [Месторождения Забайкалья, 1995; Юргенсон, 1984б, 1993, 1996б; Юргенсон, Тумуров, 1983б].

Приведенный материал по строению жильного кварца на разных уровнях его организации позволяет сформулировать следующие выводы.

Структурно-текстурные признаки жильного кварца отражают лишь условия кристаллизации и последующие его преобразования, но типоморфными призна-

ками рудоносности быть не могут. Степень совершенства кристаллического строения жильного кварца является фундаментальным типоморфным признаком условий его образования. Величина степени СКС кварца закономерно возрастает от ранних генераций к поздним, а также с глубиной в пределах отдельных жил, месторождений и рядов рудных формаций. Пределы вариации величины степени СКС являются количественными критериями структурно-текстурных особенностей жильного кварца, меры его связи с магматизмом, возраста и метаморфизма вмещающих пород, глубины образования, меры открытости и градиентов изменения РТХ-характеристик МС.

2.4. Формы вхождения воды и соотношение жидкой и газовой фазы в кварце как типоморфный признак давления в МС, меры ее закрытости и глубины образования жильного кварца

Проблема вхождения воды в кварц и выявления ее форм имеет большое значение для понимания как структуры кварца, так и условий его образования. Ее изучению посвящена огромная литература. Основным методом изучения воды в кварце является ИК-спектроскопия.

В классической работе А. Катца [Kats, 1962] заложены основы знания о воде в кварце. Развитие и уточнение его представлений осуществлены Л.И. Игнатьевым и др. [1970], Г.В. Юхневичем [1973], В.С Балицким и др. [1974].

Нами исследовались ИК-спектры примесной воды в природных кварцах в области валентных колебаний ОН-группировок [Перевертаев и др., 1973; Юргенсон и др., 1976, 1978]. Точность определения положения максимумов ±10 $см^{-1}$. Образцы вырезались в виде пластин толщиной до 1 мм размером 2 × 3 см как из монокристаллов, так и из поликристаллических агрегатов кварца. Эксперименты по определению количества воды в кварце ставились в камерном электроде в интервале температур 20–1000 °С в соответствии с методикой М.С. Мецика и др. [1973]. Выход воды фиксировался по линии водорода H_α. По данным эксперимента построены кривые дегидратации $I = f(t, T, °C)$, где I — интенсивность; t — время; T °С — температура образца. Эти исследования выполнены для серии образцов жильного кварца из жил, образовавшихся при температурах порядка 350–420 °С.

Исследовано газоотделение из кристаллов и агрегатов жильного кварца из золоторудных жил. Эксперимент осуществлен методом фракционной разгонки [Мецик и др., 1973], построены кривые температурной зависимости выделения воды и изменения полосы поглощения 3400 $см^{-1}$.

Для одного образца кварца из ядра пегматитовой жилы исследование выделения воды (по водороду) выполнено на масс-спектрометре. Для этого образец массой 120 мг закладывался в кварцевый реактор, вакуумная система откачивалась до предельного давления 10–7 мм рт. ст. и исследуемый образец нагревался со скоростью 50–60 град/мин в интервале температур 25–700 °С.

Для выяснения структурного состояния входящей в кварц воды сняты спектры поглощения пластин при нагревании от 20 до 700 °С, а с отдельных образ-

цов — в интервале температур от 20 до –127 °С. Для выявления источников газа при температурах 100–500 °С методом гомогенизации на серийном приборе "Пирит" определены температуры (240–420 °С) гомогенизации ГЖВ.

Как известно, кристаллы кварца пронизаны микроскопическими каналами. В период кристаллизации вода входит в эти каналы и удерживается, насыщая кварц по всему объему в разных количествах. Ввиду того, что координационно-ненасыщенные центры поверхности имеют разную степень активности (т.е. более или менее не насыщены), мы имеем различно возмущенные молекулы воды и гидроксильные группы. Последние (как следует из полученных спектров) дают в области валентных колебаний максимумы с частотами 3520, 3450, 3320 и 3200 $см^{-1}$. Существование водного максимума 3400 $см^{-1}$ обусловлено наличием молекулярной формы воды. ИК-спектры кварца свидетельствуют о наличии в кристаллах свободных ОН-групп, которые представляются в виде низкочастотного крыла.

Из работы Л.А. Игнатьева и др. [1970] известно, что поверхность заполняется адсорбированными молекулами H_2O в первую очередь в точках, где существуют наиболее активные координационно-ненасыщенные центры. После этого образуется вторая фаза, состоящая из молекул воды, удерживаемых водородными связями. Наличие двух, а в отдельных случаях и трех фаз подтверждают выполненные нами исследования по температуре выхода воды из кварца.

Кривые дегидратации $I = f(t, T\,°C)$ имеют два ярко выраженных максимума (рис. 28). Первый, связанный с выходом молекулярной воды во всех образцах кварца независимо от условий их образования (температур и давлений), характерен для 60–120 °С. На ИК-спектрах эта форма воды проявляется полосой по-

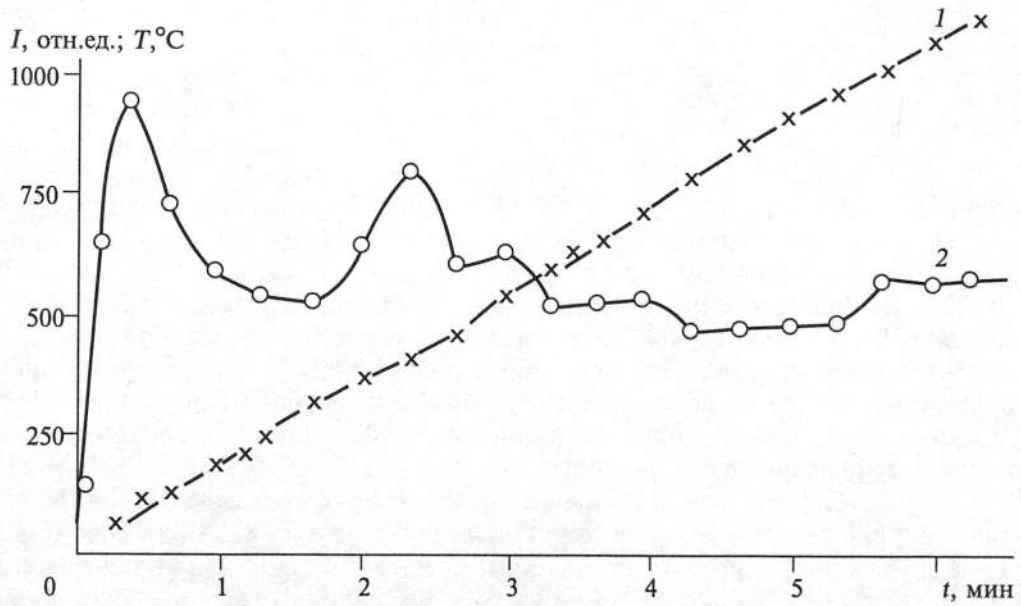


Рис. 28. Обобщенная кривая дегидратации кварца в камерном электроде.
1 — изменение температуры; *2* — интенсивности линий водорода H_α.

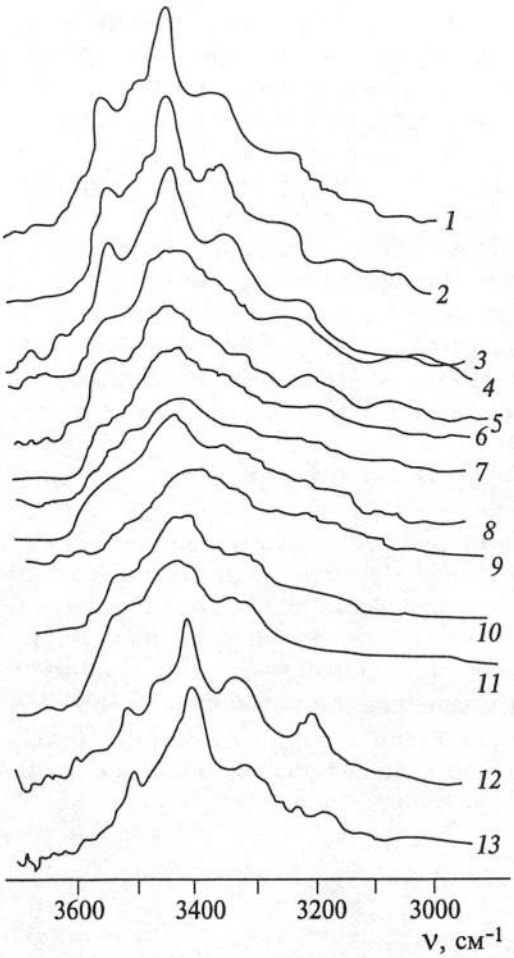


Рис. 29. ИК-спектры поглощения пластин кварца, снятые при нагревании от 20 до 575 °С (*2–13*) и через сутки после охлаждения до 20 °С (*1*).

T = 20 (*2*), 88 (*3*), 410 (*4*, *5*), 428 (*6*), 520 (*7*), 559 (*8*), 575 (*9*), 262 (*10*, *11*), 20 (без камеры) (*12*) и 95 °С (*13*). При температурах 410 и 262 °С спектры сняты дважды.

глощения 3490–3500 $см^{-1}$, исчезающей при нагревании до 116 °С. При охлаждении в атмосфере она восстанавливается начиная с 95–80 °С (рис. 29) и представляет собой адсорбированные молекулы воды, характеризующиеся, по Г.В. Юхневичу [1973], полосами поглощения основных колебаний 3490 ± 10 $см^{-1}$. Это тем более очевидно, что исчезновению данной полосы поглощения на ИК-спектре сопутствует также исчезновение полосы 2140 ± 10 $см^{-1}$ при той же температуре.

Второй максимум выхода проявляется у различных образцов кварца при разных температурах. Кварц, образовавшийся в условиях высоких температур, имеет второй максимум выхода воды при 400 °С (см. рис. 28). В случаях длительного формирования кварца (от 200 до 400 °С) этот максимум расщеплен на два — при 260 и 340 °С, как видно на рис. 30, где дана кривая выделения воды, полученная на масс-спектрометре. На рис. 31 приведены кривые дегидратации кристаллов кварца, выросших в интервале температур 200–300 °С. Видны изменения интенсивностей полос поглощения 3400 $см^{-1}$. Очевидно закономерное уменьшение интенсивности этой полосы по мере выхода молекулярной воды. Эта вода входит в состав ГЖВ, захватываемых кристаллами в процессе их роста, или входит в дефект-каналы [Цинзерлинг, 1961]. Таким образом, полосы поглощения при 3490–3500 и 3400 $см^{-1}$ характеризуют наличие молекулярной формы воды.

Съемка ИК-спектров при низких температурах (охлаждении от 20 до −106 °С) показывает, что происходит сужение пиков при 3520 и 3390 $см^{-1}$ со смещением их в длинноволновую область, а при −72 °С появляются еще две полосы — при 3457 и 3320 $см^{-1}$. Как уже было показано, пик при 3400 $см^{-1}$ отражает наличие молекулярной воды, а 3520 $см^{-1}$ — OH (Li^{1+})-дефект в кристалле [Kats, 1962]. Ему сопутствует пик при 3390 $см^{-1}$, который также может быть

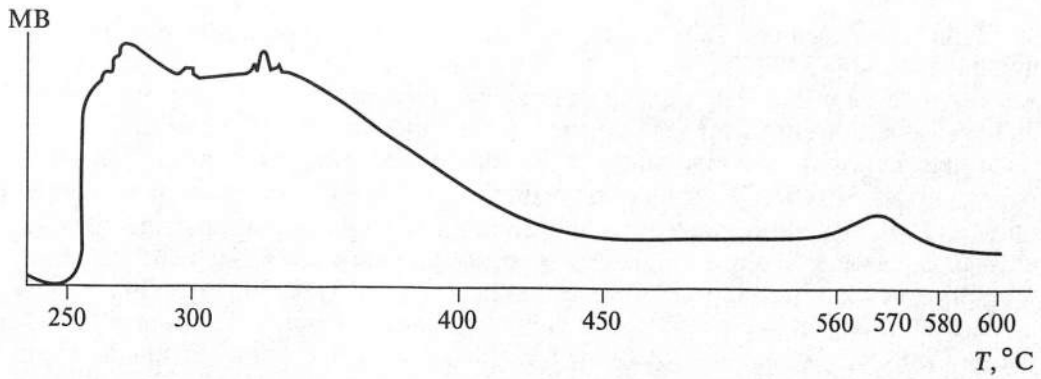


Рис. 30. Масс-спектрограмма выделения водорода при нагревании кварца.

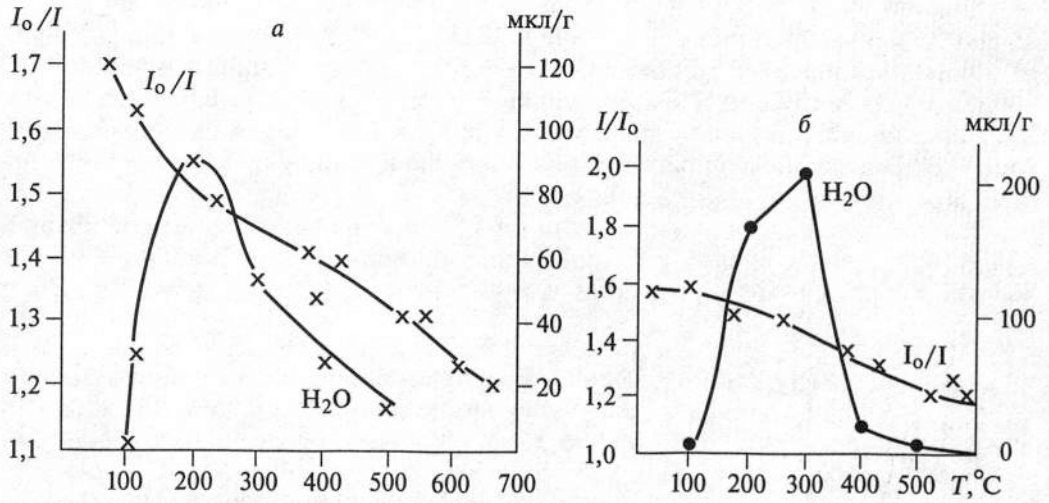


Рис. 31. Изменение относительной интенсивности (I_0/I) полосы поглощения 3400 $см^{-1}$ по мере выделения воды при нагревании кристалла кварца, образовавшегося при 200 (*а*) и 300 °С (*б*).

связан с ОН (Li^{1+}) дефектом. Полоса поглощения 3320 $см^{-1}$ обусловлена валентными колебаниями льда [Юхневич, 1973], а пик при 3450 $см^{-1}$ не обнаруживался при низких температурах. Эта полоса поглощения отмечалась у большинства образцов при 20 °С. Подобные же данные находим и в [Kats, 1962], а В.С. Балицким и др. [1974] показано, что она может быть связана с OH–Na дефектами, что характеризует синтетический кварц, выращенный из щелочных растворов. По-видимому, в изученных нами образцах также присутствуют OH–Na дефекты. Это подтверждается и данными ЭПР о наличии AlO_4^--центров с Na^+ в качестве компенсатора дефицита зарядов, а также тем, что изученный кварц постоянно содержит входящий в его структуру натрий. Этот вывод подтверждается и прямой зависимостью интенсивности рентгеностимулированной термолюминесценции от концентраций натрия [Юргенсон, 1984б].

При нагревании до 700 °С полоса поглощения на частоте 3450 $см^{-1}$ исчезает в интервале 428–575 °С, а при охлаждении вновь не восстанавливается, что может быть обусловлено выходом воды при разрушении OH–Na дефектов. О выходе воды в указанном интервале температур вполне определенно свидетельствуют и данные дегидратации (см. рис. 27, 29). Максимум выделения воды приходится примерно на 570–575 °С, что соответствует, как известно, точке $\alpha \leftrightarrow \beta$ перехода кварца. Общеизвестно также, что перестройка α-кварца в β-кварц происходит с разрывом связей. Это, по-видимому, способствует выходу OH-групп.

Таким образом, полосы поглощения на частотах 3520, 3450 и 3390 $см^{-1}$ обусловлены присутствием связанных гидроксильных групп, а на частотах 3400 и 3490–3500 $см^{-1}$ — соответственно молекулами воды в дефект-каналах и адсорбированными поверхностью исследованных пластин кварца, а также заполняющими в нем микротрещины и поры.

При изучении газоотделения в вакууме нагреванием жильного кварца от 20 до 600 °С выявлена зависимость суммы объем азота, углекислоты и паров воды от принадлежности месторождений к определенным фациям глубинности. С уменьшением глубины образования кварцевых жил обнаружилась тенденция возрастания как объемов выделяющихся H_2O и CO_2, так и их соотношения (рис. 32). Эта закономерность в равной мере проявлена у кристаллов и зернистых агрегатов кварца.

Количество выделяющегося азота также возрастает в группах проб кварца, в ряду пегматиты → среднеглубинные месторождения золота → малоглубинные золотосеребряные месторождения соответственно (мкл/г): 2,7–21,9; 120,7;

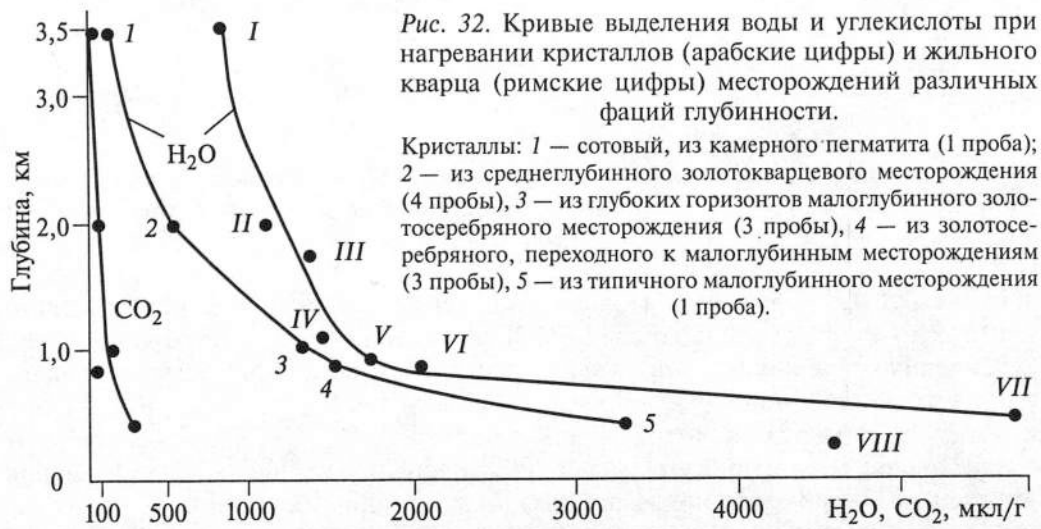


Рис. 32. Кривые выделения воды и углекислоты при нагревании кристаллов (арабские цифры) и жильного кварца (римские цифры) месторождений различных фаций глубинности.

Кристаллы: *1* — сотовый, из камерного пегматита (1 проба); *2* — из среднеглубинного золотокварцевого месторождения (4 пробы), *3* — из глубоких горизонтов малоглубинного золотосеребряного месторождения (3 пробы), *4* — из золотосеребряного, переходного к малоглубинным месторождениям (3 пробы), *5* — из типичного малоглубинного месторождения (1 проба).

Жильный кварц: *I* — розовый, из блоковой зоны камерного пегматита (1 проба), *II* — из среднеглубинного золотокварцевого месторождения, *III* — из золотосульфидно-кварцевого месторождения (16 проб); *IV*, *V* — из глубоких горизонтов малоглубинного золотосеребряного месторождения (3 пробы), *VI* — из переходного от среднеглубинных к малоглубинным существенно серебряного месторождения (12 проб), *VII* — из типичного малоглубинного золотосеребряного месторождения (7 проб), *VIII* — тонкозернистый, сахаро-, халцедоновидный, послепро дуктивный, близповерхностный (5 проб).

297,3. Но для кварца глубинных месторождений (например, Мурунтау) содержание азота возрастает с глубиной.

Количество воды, выделяющейся из проб кварца, характеризующих последовательно образованные структурно-текстурные его разности, уменьшается в направлении от контакта к осевой части жил (рис. 33), а доля воды, выделяющейся в температурном диапазоне 400–600 °С, у кварца ранних высокотемпературных генераций больше, чем в поздних, относительно низкотемпературных (см. рис. 31). Это позволяет с некоторыми допущениями считать, что кинетика выхода воды из кварца при его нагревании свидетельствует об ее захвате кристаллизующимся кварцем в процессе охлаждения МС и может указывать на температуру, давление и меру закрытости на разных временных интервалах ее эволюции.

Кривые выделения воды и углекислоты из кварца (см. рис.31) при нагревании в вакуумированной системе характеризуются рядом максимумов, отражающих температурные интервалы выхода определенных структурных форм воды. С целью их идентификации и определения объема выхода воды и углекислоты для одних и тех же образцов был применен комплекс прецизионных методов. Методом фракционной конденсации в температурном диапазоне 87–293 К изучены температуры выхода количества воды, углекислоты и азота.

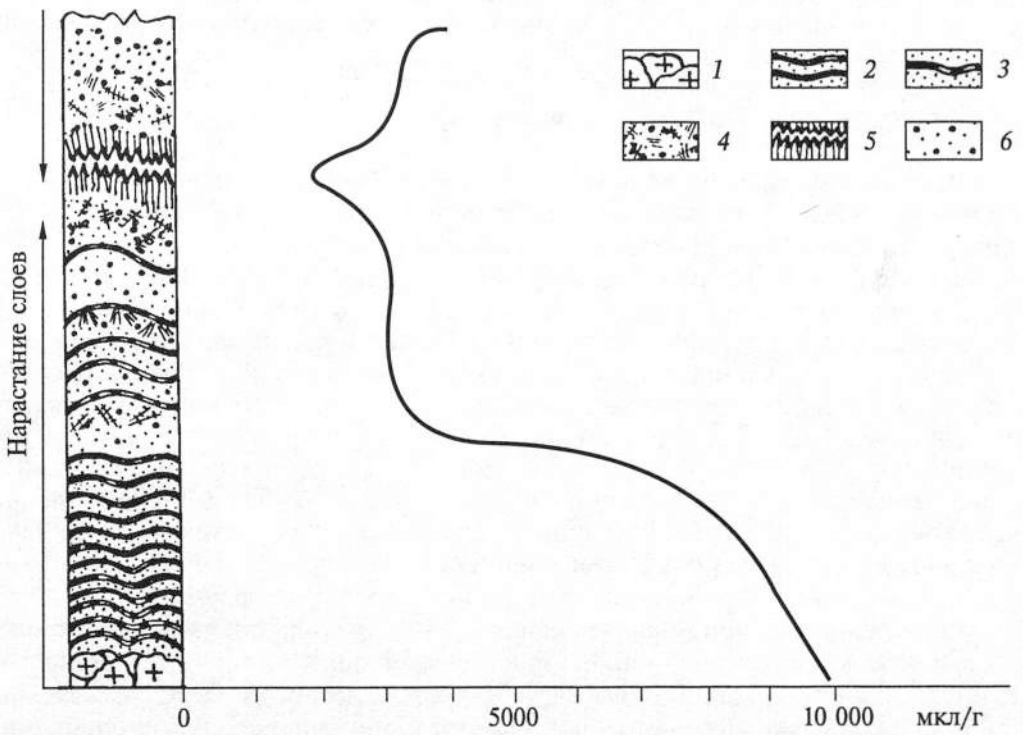


Рис. 33. Кривая выхода воды из кварца при нагревании от 20 до 600 °С.

1 — окварцованный конгломерат; *2–6* — кварцевые агрегаты: *2* — тонкослоистые, *3* — массивно-слоистые, *4* — пластинчатые, *5* — шестоватые, *6* — массивные.

Структурные формы OH_x-групп, как уже указывалось, определены методом ИКС в температурном диапазоне 77–873 К и масс-спектрометрическими исследованиями с дейтерированием. Установлено, что вода присутствует в кварце в дефект-канале в составе ГЖВ (H_2O), в структурных каналах (OH–Me связи) и координационно-ненасыщенных центрах (OH–Al (H, Li, Na)). При нагревании в интервале температур 20–600 °С существенно уменьшается интенсивность полосы поглощения 3400 $см^{-1}$, сопровождаясь выходом воды, что связано с разрушением ГЖВ. Для сотового кварца ядер пегматитов максимум выхода приходится на 500 °С, среднеглубинных месторождений олова и вольфрама — 400–450 °С, золота — 280–300 °С, малоглубинных золотосеребряных — 500 °С. С 400 °С начинает выделяться вода из дефект-каналов (уменьшается интенсивность полос поглощения 3200 $см^{-1}$ и 3320 $см^{-1}$) и при 500–600 °С выходит вода структурных каналов (уменьшается интенсивность полос поглощения 3318 и 3432 $см^{-1}$ за счет разрушения OH–Al связей) и межузельная вода, высвобождающаяся при $\alpha \leftrightarrow \beta$-переходах (уменьшается интенсивность полос поглощения 3318 $см^{-1}$, 3371, 3383, 3385–3390, 3440, 3450, 3520 $см^{-1}$, связанных с OH — (Al–Li, H, Na)).

На фоне сопряженного выхода воды и уменьшения интенсивности или исчезновения указанных полос поглощения вплоть до 600 °С происходит уменьшение интенсивности полосы поглощения 3400 $см^{-1}$, связанной со свободной молекулярной водой, что свидетельствует о продолжающейся декрепитации тончайших ГЖВ, а следовательно, и о соответствующих температурах начала кристаллизации кварца.

Примесь CO_2 в кварце на его ИК-спектрах отображается полосой поглощения в области 2360–2390 $см^{-1}$ [Доломанова, Власова, 1972; Доломанова и др., 1976].

Данные о связи форм воды и углекислоты с определенными полосами поглощения на ИК-спектрах позволили, используя закон Ламберта—Бугера о зависимости интенсивности полос поглощения с коэффициентом экстинкции, характеризующими концентрацию вещества, разработать методику определения соотношения концентраций воды и углекислоты [Юргенсон, 1984б, 1991а]. Эта величина, как и содержание воды и азота, максимальна для наиболее высокотемпературных ранних тонкозернистых генераций жильного кварца и минимальна для поздних, кристаллически-зернистых шестоватых и гребенчатых агрегатов осевых частей жил (см. рис. 16, *б*, 34). Ее изменения сопряжены с изменениями рудных и литофильных элементов при нелинейной обратной связи. К концу процесса кристаллизации в МС возрастает доля CO_2 и соответственно кислотность. В этом кроется причина образования карбонатов на завершающих временных интервалах формирования кварцевых жил.

В молибденит-кварцевых жилах Шахтаминского месторождения, как и в золоторудных жилах, происходит уменьшение C_{H_2O}/C_{CO_2} от контактов к осевым частям жил, а также в ряду тонкозернистые → друзоватые агрегаты (табл. 8).

В достаточно мощных разрезах, в частности по жиле № 4, гор. VII (533–483 м), отчетливо видно в принципе однонаправленное уменьшение C_{H_2O}/C_{CO_2} от контактов к осевой части, осложненное локальным незначительным возрастанием ее на некоторых кратковременных интервалах хода кристаллизации и резким многократным возрастанием в осевой части жилы,

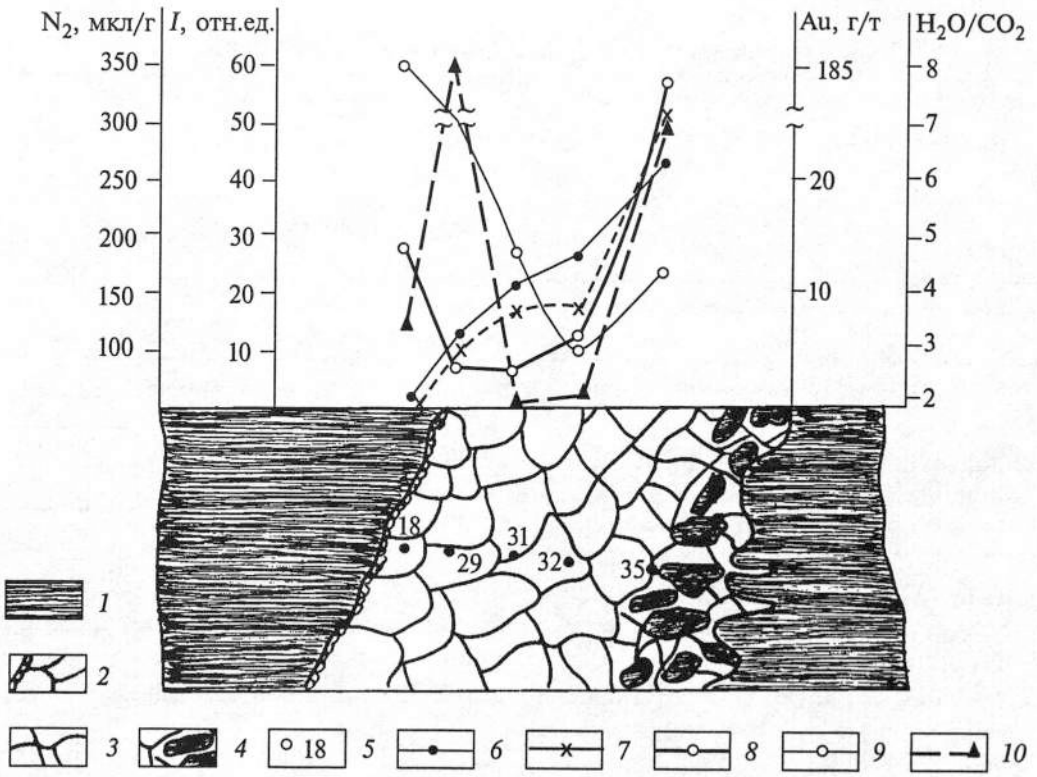


Рис. 34. Характер строения и изменение состава и свойств кварца в сечении крупной жилы; месторождение Мурунтау.

1 — вмещающие сланцы; *2* — мелкозернистая приконтактовая часть жилы; *3* — массивный кварц; *4* — окварцованная брекчия; *5* — место отбора и номер пробы; *6–10* — кривые изменения: *6* — интенсивности ЕТЛ при 250 °С, *7* — то же, при 310 °С, *8* — содержание азота, *9* — отношение концентрации воды и углекислоты, *10* — содержание золота. Геологическая основа П.А. Иванова (МГРИ).

Таблица 8

Изменчивость C_{H_2O}/C_{CO_2} в последовательно образованных разностях кварца Шахтаминского месторождения

Структурно-текстурная разность	Номера жил								
	6			24			3, уч. II		
	n	$\bar{x}$	σ	*n*	$\bar{x}$	σ	*n*	$\bar{x}$	σ
Тонкозернистый и полосчатый приконтактовый	3	7,8	2,3	7	8,3	1,2	11	7,8	1,4
Массивный и массивно-полосчатый среднезернистый	2	4,7	0,30	5	5,3	0,9	13	5,2	0,6
Средне-крупнозернистый	3	4,17	0,9	3	4,3	0,2	5	4,1	0,5
Друзоватый	5	2,9	0,6	3	3,3	0,6	7	3,0	0,8
Поздний халцедоновидный	2	71,1	44,0	6	62,0	61,0	8	16,9	5,3
В тонких прожилках	13	9,1	5,1	7	10,1	6,9	2	9,0	2,5

Таблица 9

Изменение величины C_{H_2O}/C_{CO_2} в разрезе жилы № 4, гор. VII, блок 5/4

№ обр.	Часть жилы, группа триад	Минеральный агрегат	C_{H_2O}/C_{CO_2}
700-1	Контакт	Тонкое переслаивание кварца, турмалина, пирита	14,8
	Приконтактовая		11,2
701-4	Контакт	Кварцево-пиритовый	6,7
	Приконтактовая		6,3
701-4	Ранние триады с молибденитом	Кварцево-турмалиновый	6,6
		Сульфидно-кварцевый	6,1
701_{1-4}	Поздние триады с молибденитом	Полосчатый, неясно полосчатый молибденитово-кварцевый	3,8
		Крупнозернистый	3,6
$701_{3-4а}$	Поздние с турмалином, молибденитом, пиритом, халькопиритом	Полосчатый, мелкозернистый	6,1
701_{3-4}			6,1
701_{3-2}	Осевая карбонатно-кварцевая	Халцедоновидный кварц с галенитом, сульфосолями	24,5
			23,9
701_{3-1}	Поздняя пиритово-кварцевая	Крупнозернистый кварц с сульфидами	4,5
$701_{2-3б}$	Поздние турмалин-сульфидно-кварцевые триады	Крупнозернистый	3,6
$701_{2-3а}$			3,9
$701_{2-2б}$			4,2
$701_{2-2а}$	Ранние турмалин-сульфидно-кварцевые триады	Среднезернистый	4,6
701_{1-1}	Приконтактовые биотит-турмалин-кварцево-сульфидные триады	Тонкозернистый	19,2
			19,8

сложенной нередко секущим поздним халцедоновидным кварцем (табл. 9). Локальные возрастания C_{H_2O}/C_{CO_2} связаны с падением давления и выносом из МС преимущественно CO_2, обусловленными тектонической активизацией и последующим залечиванием трещин и выравниванием хода кристаллизации.

Резкое возрастание C_{H_2O}/C_{CO_2} (в 4–5 раз в обр. 701_{3+2}) в жильном кварце осевых частей некоторых участков ряда жил свидетельствует о новом всплеске тектонической активности, приоткрывании МС с кристаллизацией тонкозернистых агрегатов завершающих генераций рудоносного кварца. Последний связан с ранними генерациями относительно резким, но не секущим переходом либо сечет их, ветвясь и выходя за пределы жил. Сопоставление состава, прежде всего концентраций рудных элементов, свидетельствует об их общности. Различия заключаются в увеличении концентраций элементов, характеризующих относительно глубинные части кварцевых жил (Co, W, Bi, соответственно в 5,7 и 3,7 раз) и уменьшение типичных для относительно менее глубинных (Ag, Pb, Sb, соответственно в 2, 4,8 и 1,5 раз). Содержания Ni, As, Mo

остаются практически неизменными. Скорее всего, это порции поздних флюидов с нижних, еще не закристаллизованных частей этих же МС, и не следует, вероятно, для них искать иных источников. Заключительная генерация преимущественно развита в нижних половинах жил и нередко способствует возрастанию концентраций Mo, улучшая качество руд, на что обращали внимание В.И. Сотников и др. [Месторождения Забайкалья, 1995]. Указанные особенности положения в разрезах жил кварца с различным C_{H_2O}/C_{CO_2} свидетельствуют об единой ритмичной дискретно-направленной последовательности кристаллизации с локальными перерывами со вскипанием минералообразующего флюида и уменьшением в это время доли CO_2 в МС. Эта закономерность имеет всеобщий характер и присуща кварцевым жилам независимо от формационной принадлежности.

Приведенная зональность в распределении H_2O и CO_2 в поперечных разрезах кварцевых жил находит отражение и в их продольных проекциях: от флангов к центру C_{H_2O}/C_{CO_2} уменьшается, образуя симметрично-асимметричную зональность (см. рис. 16, полого падающая жила № 160 Токурского месторождения). В I рудной зоне Тасеевского месторождения с глубиной C_{H_2O}/C_{CO_2} уменьшается от 100–90 в надрудной зоне до 71–53 в зоне рудных столбов и до 30 в надрудной зоне (табл. 10), на Среднеголготайском — на интервале (от гор. 100 до 250 м), жилы № 52 — в пределах рудного столба на фоне общего уменьшения этой величины с глубиной от 5,4 (205 проб при $\sigma = 7{,}2$) до 5,0 (36 проб при $\sigma = 2{,}2$) на уровне 150 м наблюдается минимум ($C_{H_2O}/CO_2 = 4{,}5$ для 85 проб при $\sigma = 2{,}5$). Этот минимум совпадает с максимумом содержания Au и минимумом Ag, Bi, Cu и Sb, а также локальным возрастанием степени СКС с центральной частью жилы.

Для кварца Шахтаминского месторождения по 345 пробам установлено, что в целом уменьшается C_{H_2O}/C_{CO_2} на интервале около 450 м (от 880 до 433 м). Это соответствует возрастанию меры закрытости МС с глубиной (табл. 11).

Уменьшение с глубиной типично для верхних частей жил, а в нижних вновь наблюдается некоторое возрастание рассматриваемой величины, что связано с меньшей мерой закрытости при приближении к зонам локальных выклиниваний. Наибольшие вариации C_{H_2O}/C_{CO_2} характерны для областей верхнего выклинивания, меньшие — нижнего. Относительно стабилен газовый режим в срединных частях жил, как это видно на примере жилы № 160 Токура (рис. 35) и крупной стволовой жилы Мурунтау (см. рис. 23). Уменьшение C_{H_2O}/C_{CO_2} с глубиной в кварцевых жилах сопряжено с уменьшением C_{H_2O}/C_{CN_2} (см рис. 23), что указывает на глубинный источник азота и является универсальной закономерностью. Характерно, что повсеместно наблюдается обратная связь величин степени СКС и C_{H_2O}/C_{CO_2} (см. рис. 16, 23).

Все изложенное свидетельствует об объективно существующих закономерностях в изменчивости содержаний воды, углекислоты и азота в кварце, которые зависят от условий его образования.

С целью выявления генеральной зависимости C_{H_2O}/C_{CO_2} ($\boldsymbol{K}$) от глубины образования и давления в МС эта величина была определена для 2543 образцов кварца 98 месторождений различных рудных формаций.

Таблица 10

Изменчивость C_{H_2O} / C_{CO_2} в зависимости от расстояния от зоны рудных столбов (I рудная зона Балейского рудного поля)

Уровень опробования, м	Юго-западный фланг						Центральная часть						Северо-восточный фланг					
	1	2	n	$\bar{x}$	σ	σ/$\bar{x}$	1	2	n	$\bar{x}$	σ	σ/$\bar{x}$	1	2	n	$\bar{x}$	σ	σ/$\bar{x}$
216	80–190	Рудный столб	70	59	49	83												
266	190–240	Переход к подрудной зоне	96	54	35	66	100–200	Рудный столб	37	65	37	57	70–90	Верхняя бедная часть зоны рудных столбов	8	92	69	75
316							200–220	Нижняя часть рудного столба, переход к подрудной зоне	32	53	34	65						
366							220–250	Подрудная зона	4	33	22	67						
416													190–225	Рудный столб	15	71	40	56
466													225–275	Нижняя часть рудного столба, переход к подрудной зоне	23	58	40	70
466													275–325	Подрудная зона	18	30	16	54

Примечание. 1 — Интервал опробования относительно верхней границы зоны рудных столбов; 2 — часть зоны рудных столбов.

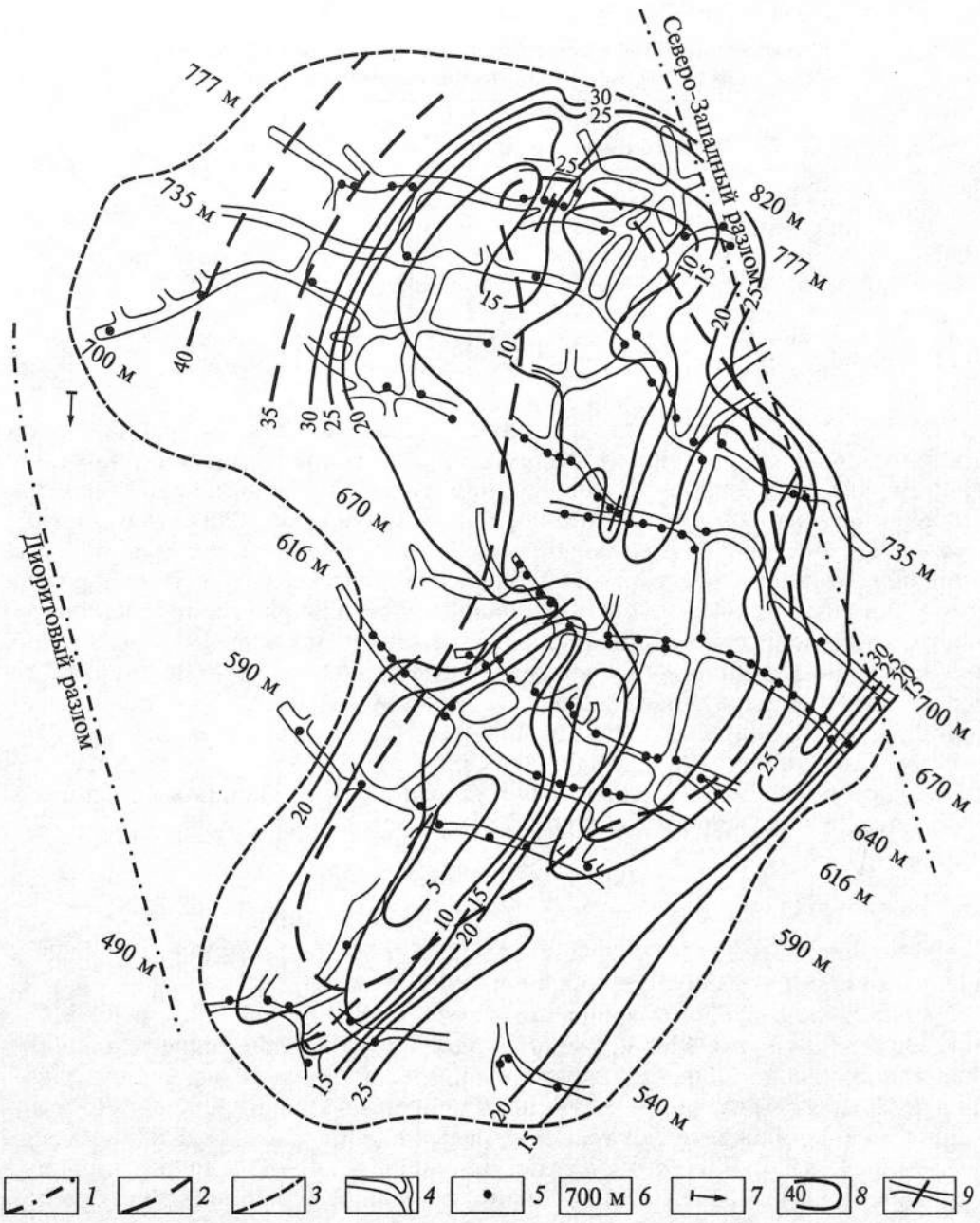


Рис. 35. Изменчивость соотношения воды и углекислоты в кварце в плоскости жилы № 160; месторождение Токур.

1 — разлом; *2* — контур рудного столба; *3* — контур жилы; *4* — горные выработки; *5* — точки опробования; *6* — горизонты разведки; *7* — направление падения жилы; *8* — изолинии и значения признака; *9* — сечения через жилу.

Таблица 11

Изменение с глубиной соотношения H_2O и CO_2 в кварце рудных жил Шахтаминского месторождения (обобщенные данные по 11 жилам)

Горизонт	Интервал опробования, м	C_{H_2O}/C_{CO_2}			Градиент на 50 м
		n	$\bar{x}$	σ	
Поверхность	880–833	12	10,7	3,1	
III	733–683	2	8,6	0,5	–0,014
IV	683–633	11	7,8	1,1	–0,016
V	633–583	18	6,3	1,0	–0,03
VI	583–533	135	5,0	0,8	–0,026
VII	533–483	105	5,6	2,0	+0,012
VIII	483–433	62	5,9	1,2	+0,006

Установлено, что пределы вариаций средних величин $\boldsymbol{K}$ ограничиваются значением 0,06, свойственным кварцу мусковитовых пегматитов и гранулированному кварцу, образующимся в условиях амфиболитовой фации, и значением 89, определенным для верхних частей кварцевых жил близповерхностных месторождений (рис. 36). Максимальным значением K характеризуется халцедоновидный кварц I рудной зоны Тасеевского золотосеребряного месторождения (Восточное Забайкалье), образовавшийся примерно в 10 м от палеоповерхности в нижнемеловое время [Месторождения Забайкалья, 1995; Юргенсон, 1997]. Низкие величины $\boldsymbol{K}$, устанавливающиеся для глубинного месторождения Колар, как показано В.Б. Наумовым и др. [1988], возрастают с уменьшением глубины становления кварцевожильных тел. Обнаруженная зависимость позволила перейти к выяснению характера взаимосвязи соотношения концентраций воды и углекислоты в кварце и флюидного давления. Установленная между величиной $\boldsymbol{K}$ и давлением связь выражается уравнением

$$\boldsymbol{K}P = \frac{a^2}{2}, \qquad (8)$$

где $\boldsymbol{K}$ — соотношение концентраций воды и углекислоты в кварце; P — флюидное давление; a — радиус равнобочной гиперболы.

Флюидное давление условно можно рассматривать как давление в МС, а пределы его вариаций ($\lim V_p$) могут характеризовать барические условия минералообразования. Характер отражения пределов вариаций флюидного давления через пределы вариаций величины $\boldsymbol{K}$ меняется в зависимости от фации глубинности месторождений. В условиях малых глубин при относительно малом давлении (<50 МПа) соотношение H_2O и CO_2 в МС широко варьирует ($\lim V_к$ = 10–90) в связи с динамичным изменением анизотропной тектонически неустойчивой среды минералообразования, характеризующейся периодическим приоткрыванием трещин и вскипанием растворов, сопровождающимся преимущественным отделением CO_2, растворимость которого при низком давлении и высоких температурах, как известно, мала. В целом для месторождений, образующихся в условиях малых глубин (0,01–1,0 км), имеет место неравенство $\lim V_p < \lim V_к$.

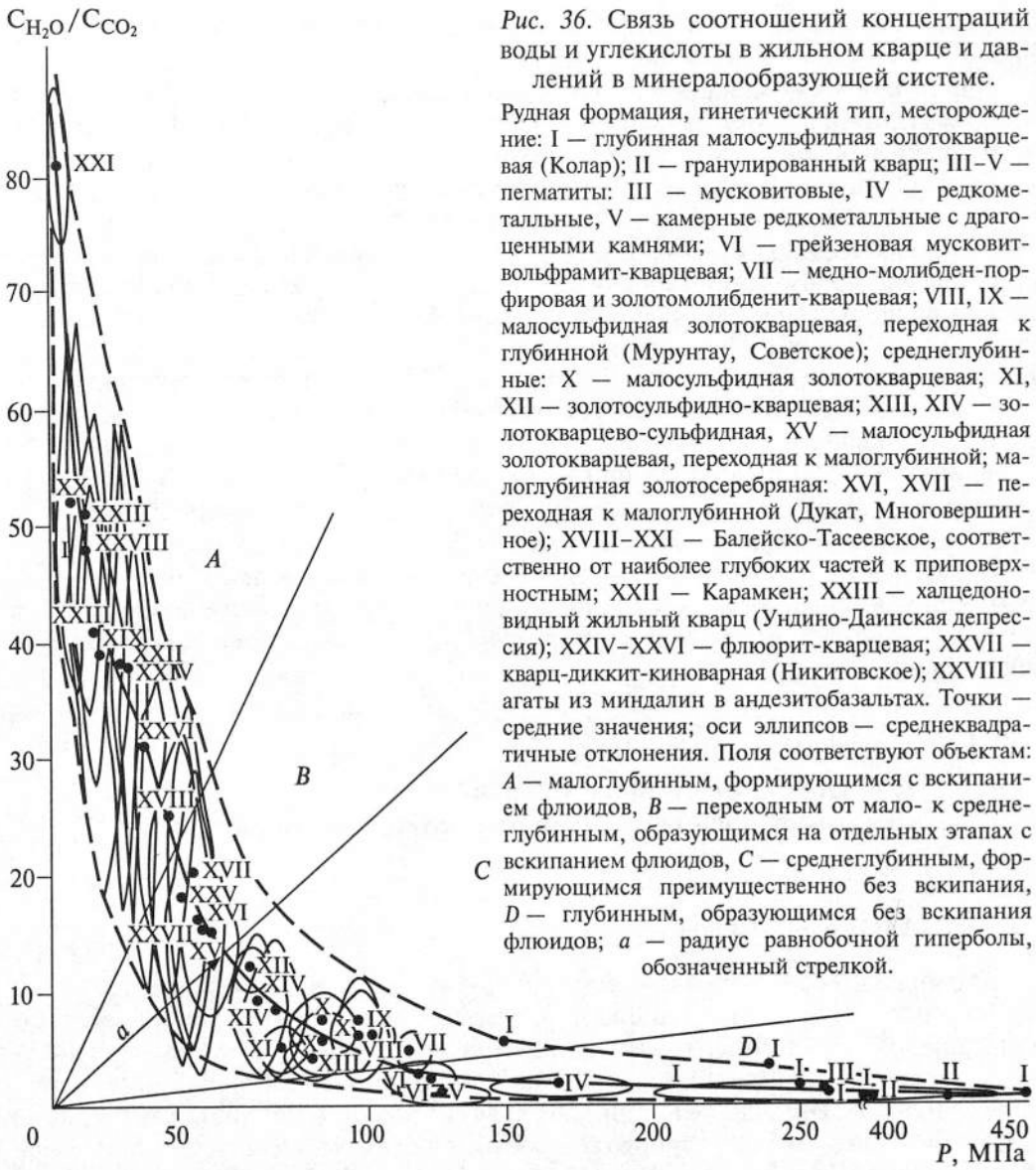


Рис. 36. Связь соотношений концентраций воды и углекислоты в жильном кварце и давлений в минералообразующей системе.

Рудная формация, гинетический тип, месторождение: I — глубинная малосульфидная золотокварцевая (Колар); II — гранулированный кварц; III–V — пегматиты: III — мусковитовые, IV — редкометалльные, V — камерные редкометалльные с драгоценными камнями; VI — грейзеновая мусковит-вольфрамит-кварцевая; VII — медно-молибден-порфировая и золотомолибденит-кварцевая; VIII, IX — малосульфидная золотокварцевая, переходная к глубинной (Мурунтау, Советское); среднеглубинные: X — малосульфидная золотокварцевая; XI, XII — золотосульфидно-кварцевая; XIII, XIV — золотокварцево-сульфидная, XV — малосульфидная золотокварцевая, переходная к малоглубинной; малоглубинная золотосеребряная: XVI, XVII — переходная к малоглубинной (Дукат, Многовершинное); XVIII–XXI — Балейско-Тасеевское, соответственно от наиболее глубоких частей к приповерхностным; XXII — Карамкен; XXIII — халцедоновидный жильный кварц (Ундино-Даинская депрессия); XXIV–XXVI — флюорит-кварцевая; XXVII — кварц-диккит-киноварная (Никитовское); XXVIII — агаты из миндалин в андезитобазальтах. Точки — средние значения; оси эллипсов — среднеквадратичные отклонения. Поля соответствуют объектам: *A* — малоглубинным, формирующимся с вскипанием флюидов, *B* — переходным от мало- к среднеглубинным, образующимся на отдельных этапах с вскипанием флюидов, *C* — среднеглубинным, формирующимся преимущественно без вскипания, *D* — глубинным, образующимся без вскипания флюидов; *a* — радиус равнобочной гиперболы, обозначенный стрелкой.

В условиях средних глубин (0,5–3,0 км) давления более высоки ($\lim V_p$ = = 50–150 МПа), но соотношение концентраций воды и углекислоты в МС и, следовательно, в кварце варьирует меньше ($\lim V_к$ = 3–15). Это обусловливается градиентами давлений в связи с кристаллизацией кварца преимущественно в закрытых системах. В общем случае для среднеглубинных месторождений справедливо неравенство $\lim V_p < \lim V_к$. Для глубинных объектов (>3 км) характерны высокие флюидные давления ($\lim V_p$ = 150–500 МПа), концентрации воды и углекислоты в МС (и кварце) сопоставимы или содержание углекисло-

ты превышает содержание воды ($\lim V_к$ = 0,01–5) и справедливо неравенство $\lim V_р > \lim V_к$.

Практическим следствием установленной связи является возможность оценки давления в МС по величине средних значений ***K*** [Юргенсон, 1990б]. При известных допущениях, присущих и традиционным методам барометрии с использованием индивидуальных флюидных включений, этот способ отличается относительной простотой и экспрессностью.

Пределы вариаций ***K***, являясь типоморфными признаками физико-химических условий образования жильного кварца (давления и состава), представляются как фундаментальные признаки глубины формирования, меры закрытости системы и скорости кристаллизации. Последнее подтверждается выявленной взаимосвязью между пределами вариаций ***K*** кварца и степени совершенства его кристаллического строения, которая может быть успешно использована в качестве типоморфного признака фаций глубинности минералообразования и рудно-формационной принадлежности месторождения.

Приведенные данные позволяют сформулировать следующие выводы.

Соотношение концентраций воды и углекислоты в кварце связано гиперболической зависимостью с давлением в минералообразующей системе, является фундаментальным типоморфным признаком глубины формирования кварцевых жил и кварцево-жильных тел (меры их открытости), важным критерием рудно-формационного анализа.

2.5. Пределы вариаций состава и физических свойств кварца как типоморфные признаки условий его образования

2.5.1. Типохимизм

2.5.1.1. Общие замечания

Химический состав жильного кварца изучен на разных уровнях его организации: индивидов (монофракции), минеральных агрегатов и более сложных минеральных тел. Концентрации различных групп элементов в кварце существенно варьируют. Они входят в него как изоморфно, так и в виде неструктурных примесей. Изоморфные примеси входят в кварц в результате реализации общеизвестного изоструктурного гетеровалентного компенсационного изоморфизма [Франк-Каменецкий, 1964] по схеме Si^{4+} (Al^{3+}, Fe^{3+}, Ti^{3+}, Mn^{3+}, Ga^{3+}, Ge^{3+}, Ge^{4+} и др.). При этом Na^+, Li^+, H^+ входят в кварц в качестве компенсаторов зарядов, заселяя вместе с OH^-_x-группировками структурные каналы. В.С. Балицким [Балицкий и др., 1996] синтезирован кварц с изоморфной примесью Ta, W, Co и P. Возможно также изоморфное вхождение W, Bi, Sn. Р.И. Машковцев [1978] и другие исследователи установили, что в качестве компенсаторов зарядов при изоморфизме могут присутствовать одновалентное серебро и медь. В этой же связи М.Я. Щербаковой и др. [1976] было высказано предположение о вхождении Au^+ в структурные каналы. Халькофилы образуют в кварце устойчивые ЭДЦ только при низких температурах. При комнатной

температуре они достаточно подвижны в его решетке, что имеет большое значение для понимания их миграции в твердофазной среде. Возможность миграции серебра была показана, как уже сказано, в эксперименте.

В настоящее время возможно массовое изучение методом ЭПР-спектроскопии только концентраций алюминиевых и титановых центров, а также связанных с Al-центром изоморфных примесей Na^+, Li^+ и H^+, поэтому для остальных примесных, прежде всего рудных элементов, используются данные о суммарном их содержании.

Формы вхождения в кварц Al, связанных с ним компенсаторов (Na^+, Li^+, H^+), изучались многими исследователями (Л.В. Бершовым, А.Б. Бриком, В.М. Винокуровым, Б.С. Моисеевым, П.О. Орленевым, Л.Т. Раковым, М.И. Самойловичем, М.Я. Щербаковой и др.). Установлено, что концентрации Al-центров варьируют от 0,00*n* до 0,*n* %.

Однако изменения концентраций Al-центров и компенсаторов зарядов в последовательно образованных частях рудоносных кварцевых жил не изучались.

2.5.1.2. Закономерности распределения основных и примесных компонентов в последовательно образованных частях существенно кварцевых жил и кристаллов

С целью изучения поведения Al и связанных с ним компенсаторов зарядов Na^+, Li^+, H^+ в пространстве отдельных кварцевых жил и их сообществ, а также выявления различий в концентрациях изоморфного Al в кварце месторождений различных рудных формаций в лабораториях ОИГГиМ СО РАН (Р.И. Машковцевым и М.Я. Щербаковой) и ИГФМ АН Украины (Б.А. Бриком, И.В. Матяшом и др.) по просьбе автора была проведена съемка ЭПР-спектров кварца специально подобранных групп образцов из редкометалльных пегматитов (Орловское), грейзенов (Забытое, Спокойнинское), кварцево-касситеритовой (Арсеньевское, Полярное), золотосульфидно-кварцевой (Среднеголготайское) формаций и стратиформного месторождения шеелита (Кти-Тебердинское).

ЭПР-спектроскопические исследования кварца выполнены на серийных ЭПР-спектрометрах по методике, принятой в отделе радиоспектроскопии ИГФМ АН Украины. Она предусматривает съемку ЭПР-спектра необлученной порошковой пробы, последующее ее облучение на кобальтовой пушке дозой 30 Мрад, регистрацию спектра ЭПР облученного образца, отжиг в течение 1 ч при температуре 1270 К, облучение отожженного образца дозой 30 Мрад и регистрацию спектра ЭПР. При этом получают серию признаков, характеризующих образец: $V_и$, V_γ, $V_т$ — концентрации $Al–O_2^-$-центров (в 10^{18} см$^{-3}$) в исходном, облученном (30 Мрад), отожженном (1270 К, 1 ч) и вновь облученном (30 Мрад) состоянии соответственно. В результате вычисляют коэффициент облученности $K_\gamma = V_и / V_\gamma \cdot 100$ %; коэффициент термического отжига $K_т = V_т / V_\gamma$; коэффициенты дефектности, отражающие искажения спектра $Al–O_2^-$ для исходного, облученного, отожженного и облученного одного и того же образца — $K_д^и$, $K_д^\gamma$, $K_д^т$ соответственно; кроме того, вычисляются величина V_γ с поправкой на дозу облучения, полученную в природе (V'_γ), и величина $\Delta V_т$, равная разности $V_т$ и

V_γ с поправкой на дозу природного облучения ($\Delta V'_т$); ЭДЦ^и и ЭДЦ$^\gamma$ — суммарные интенсивности (в 10^{18} см$^{-3}$) ЭДЦ в исходном и облученном соответственно одном и том же образце.

Коэффициент облученности непосредственно указывает процент $Al–O_2^-$-центров, находящихся в парамагнитном состоянии в исходном образце. Он зависит от радиационного фона среды, в которой находился кварц, от времени облучения в естественном залегании (возраста) и от температурного режима в процессе его существования. В условиях с высокой радиоактивностью он составляет примерно 100 % .

Коэффициент $K_т$ указывает, во сколько раз возросла интенсивность сигнала на ЭПР-спектре после отжига и последующего облучения. Полагают, что при отжиге происходит миграция натрия или лития, играющих роль компенсаторов при гетеровалентном изоморфизме, за пределы сферы влияния примесного алюминия, внедрение на их место в качестве компенсаторов протонов (H^+), что отражается на величине $\Delta V'_т$; значение отношения $V'_\gamma / V'_т$, примерно равное отношению $Cl_{Al–O_2^-} / Na^+$, $Li^+ / C_{Al–O_2^-}$, характеризует pH МГС. Поля точек, определяющие пределы концентраций $Al–O_2^-$-центров и компенсаторов заряда, построенные в координатах $V'_\gamma - \Delta V'_т$, могут быть важными типоморфными признаками кварца месторождений различных рудных формаций, которые, возможно, окажутся независимыми дополнительными поисково-оценочными критериями.

Для характеристик общего числа радиационных дефектов, связанных как с изоморфизмом, так и с дефектностью на атомно-электронном уровне, все пробы кварца изучались термолюминесцентным методом. Для ряда образцов, исследованных методом ЭПР-спектроскопии, изучена рентгеностимулированная ТЛ.

Распределение суммарных концентраций Al-центров в кварце последовательно образованных частей кварцевой жилы № 52 Среднеголготайского месторождения свидетельствует о ритмичном их увеличении от ее приконтактовых частей, сложенных мелко- и среднезернистым полосчатым кварцем ($2 \cdot 10^{-18}$ см$^{-3}$ со стороны лежачего бока и $1{,}5 \cdot 10^{18}$ см$^{-3}$ со стороны висячего), к срединным, сложенным преимущественно крупнозернистым массивным кварцем с друзовыми полостями ($4–5 \cdot 10^{18}$ см$^{-3}$), как это показано на рис. 10 (кривая $V_т$, характеризующая концентрации Al-центров, определенных в предварительно отожженных в течение 1 ч при $T = 1000$ °C и затем облученных 30 Мрад). На фоне общего возрастания Al-центров от ранних генераций к поздним происходит опережающее возрастание их доли с компенсаторами, представленными H^+ (кривая $\Delta V_т / V$ от 0,6 в приконтактовой части до 2,1 в осевой). Распределение Al-центров в исходном (неотожженном и необлученном) кварце симметрично относительно контактов. Причина этой симметрии заключается в связи концентраций парамагнитных Al-центров (преимущественно с натровым компенсатором) с дозой природного облучения, которая зависит от близости кварца к контактам с вмещающими гранодиоритами (приконтактовые части) или с их ксенолитами, содержащими относительно высокие концентрации урана (табл. 12).

Приведенное в табл. 12 распределение Na отображается и на рис. 10. Здесь очевиден максимум содержания его на участке разреза жилы, обогащенного

Таблица 12

Зависимость содержания парамагнитных Al-центров и урана в кварце

Группы проб	Содержание			Примечание
	U, г/т	Na, мас. %	Al-центры, $n \cdot 10^{18}$ см$^{-3}$	
22	7	0,080	0,21	Приконтактовая часть жилы, лежачий бок
23–32	1–3	0,015–0,060	0,02–0,12	Кварц без примеси обломков гранодиорита
34–38	1–7	0,057–0,095	0,17–0,23	Кварц с обломками гранодиорита
38а–40	1–13	0,047–0,180	0,10–0,33	Приконтактовая часть, висячий бок

ксенолитами вмещающих пород. В целом же распределение Na асимметрично и концентрации его максимальны со стороны висячей половины жилы, что свидетельствует о большем содержании его в виде различной крупности обломочных частиц, находившихся во взвешенном состоянии в МС, указывая, вероятно, на достаточно высокую плотность и вязкость жилообразующего силикатного вещества. Основная масса этого натрия входит в кварц неизоморфно и, как установлено при изучении шлифов, находится в тонких включениях турмалина, полевых шпатов и других алюмосиликатов, рассеянных в кварцевом агрегате, преимущественно в основаниях ритмов, ассоциируя с сульфидами в сахаровидном тонко- и мелкозернистом кварце. Содержания Na в крупнозернистом, маслянистом кварце обычно на порядок меньше. СКС варьирует аналогично вариации доли Al-центров с водородным компенсатором и суммарной концентрации Al-центров. C_{H_2O}/C_{CO_2} симметрично распределено в разрезе жилы относительно ее контактов (максимумы в приконтактовой части и в зоне присутствия ксенолитов вмещающих пород (6–12) и минимумы (0,38–4,20) в осевой в зонах развития крупнозернистого и друзоватого кварца) (см. рис. 10).

В жилах месторождений малоглубинной золотосеребряной формации получена аналогичная картина. При их изучении вместо ЭПР-спектроскопии была использована РТЛ отожженных при $T = 600$ °С и облученных в течение 3 ч жесткими рентгеновскими лучами образцов кварца. Предварительно была установлена корреляция содержаний Na с интенсивностью РТЛ (рис. 37) и определено, что интенсивность ЕТЛ максимума свечения при 260–280 °С также коррелирует с содержанием Na, а значит, и с Al-центрами. Примеры изменения интенсивности ЕТЛ, обусловленной Al-центрами с Na^+ в качестве компенсатора, в последовательно образованных слоях кварца даны на рис. 38. На левой части рис. 38, *а* видно ритмичное возрастание концентраций Al-центров с Na^+ по мере нарастания слоев в тонкослоистом агрегате, а на правой — в толстослоистом, где ритмичность проявлена слабее. Такая же картина наблюдается и на рис. 16, где интенсивность ЕТЛ и мера СКС кварца коррелируют, возрастая от контактов к осевым частям Главной жилы Карамкенского Se–Sn–Au–Ag месторождения. Подобная закономерность выявлена и на других объектах. Она выражается также и в последовательности смены основных примесных компо-

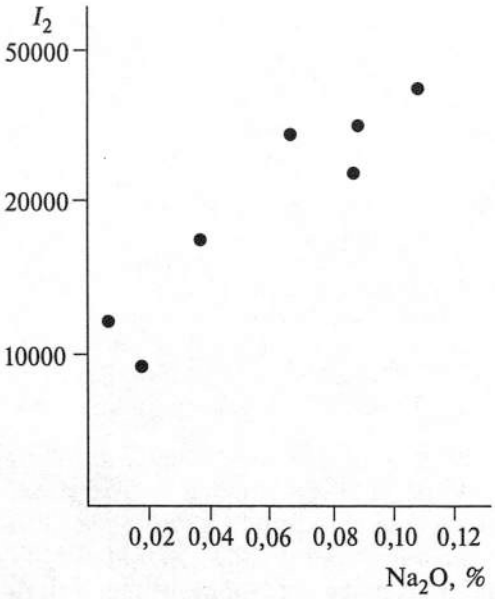


Рис. 37. Зависимость интенсивности РТЛ (I_2) кварца от содержания в нем натрия.

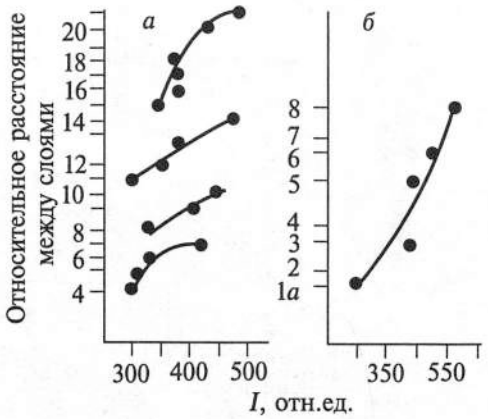


Рис. 38. Изменчивость интенсивности ЕТЛ (t = 260–280 °С) в слоистых агрегатах жильного кварца Балейского рудного поля: по вертикальной оси — относительные расстояния между центрами слоев.

а — обр. 398-ю тонкослоистый; *б* — обр. 397-ю с постепенными переходами от тонкозернистого кварца к пластинчатому, шестоватому и друзоватому.

нентов [$(Ti^{3+} + Al^{3+}) \rightarrow Al^{3+} \rightarrow Fe^{3+}$] и соответствующих им компенсаторов [$Na^+ - (Na^+ + Li^+) \rightarrow (Li^+ + H^+) \rightarrow H^+$]: от ранних генераций к поздним относительно возрастает доля изоморфных примесей при общем уменьшении валового содержания Al, Fe, Na, Li.

Концентрации неструктурных примесей Al, K, Na, Li в разрезах жил имеют четко выраженную тенденцию к уменьшению по мере нарастания слоев жильного кварца (см. рис. 10, 16, 17), образуя частные максимумы на участках развития тонкозернистых полосчатых текстур и богатого оруденения. Это же относится и к рудным элементам (Au, Ag, Cu, Fe, Pb, Bi и др.), имеющим тенденцию к ритмичному распределению на фоне генерального снижения концентраций от начала формирования кварцевых жил (см. рис. 10, 39).

Возвратно-поступательное уменьшение концентраций указанных элементов к концу процесса кристаллизации жил происходит на фоне такого же возрастания содержаний главного их компонента — кремнезема, а также Al, Fe, Ca (рис. 40). Для месторождений малоглубинных формаций характерна ярко проявленная ритмичность триад: алюмосиликаты → рудные → кварц (или топаз) в редкометалльно-оловорудных формациях. Для среднеглубинных формаций, особенно их средних частей, ритмика выражена слабее и чаще всего крутопадающие жилы имеют лишь намечающуюся трехслойную зональность (от контакта к осевой части): алюмосиликаты (слюды, турмалин, полевые шпаты, гранат) → рудные (вольфрамит, касситерит, частью сульфиды) → кварц (топаз). По всему объему таких кварцевых жил, но преимущественно тяготея к срединным частям, располагаются различных форм (линзы, диски, извилистые трубы,

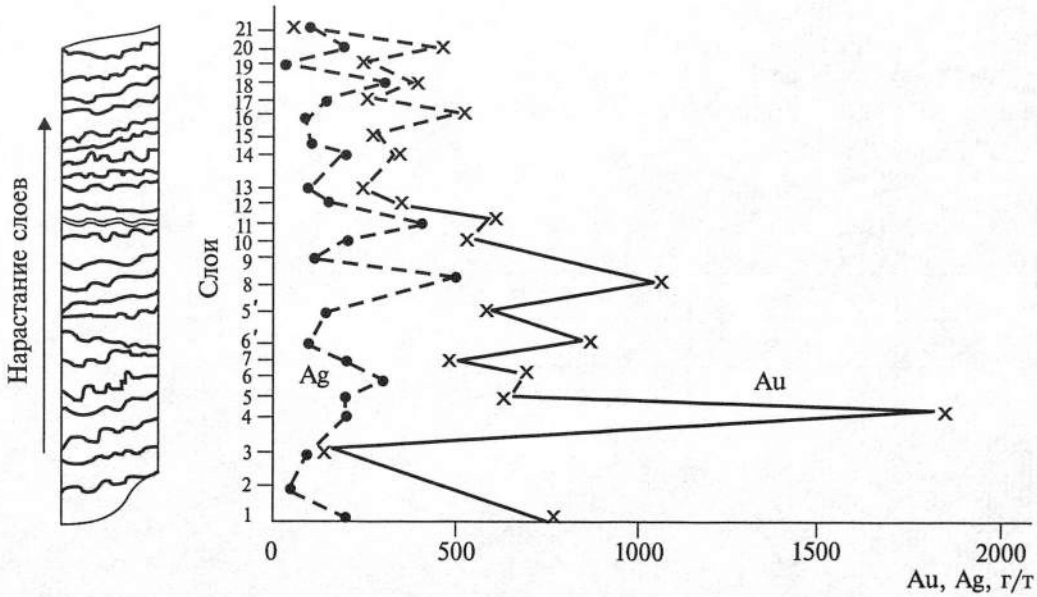


Рис. 39. Ритмично направленное изменение концентраций Au и Ag в слоистом ритмично периодически построенном агрегате жильного кварца. Фрагмент жилы № 1 Тасеевского месторождения; гор. 216 м; обр. 398.

субсферы) полости, выполненные поздними, часто эвгедральными, относительно крупными рудными минералами, образованными из слабо концентрированных остаточных растворов. С ними связана и перекристаллизация зерен минералов ранних генераций.

Распределение валовых содержаний рудных и других примесных элементов в разрезах существенно кварцевых жил среднеглубинных месторождений золото-, олово-, вольфрамово-рудных формаций имеет ту же тенденцию к накоплению в приконтактовых частях, а также локального их возрастания в участках присутствия обломков вмещающих пород. Это хорошо видно на рис. 10, 16, 18, 21, 34, 39, 40, 41. Ближе к осевой части жил в связи с поздними генерациями рудных минералов появляется еще один всплеск концентраций, обусловленный постепенным накоплением рудных элементов к концу процесса и выделением их в друзовых полостях (см. рис. 10). В жилах, в частности золотокварцево-сульфидной формации (включая и сурьмяные месторождения), распределение рудных элементов может быть иным, зависеть от соотношения кремнезема и сульфидообразующих компонентов в МС. На Дарасунском месторождении для верхних частей жил (Эповская, Искра и др.) характерно выделение основной массы сульфидов в приконтактовых частях на хлорите, биотите либо турмалине, а главная масса кварца выделяется в средине процесса, сменяясь к концу сульфидами с мангананкеритом. Так же распределяются Au, Ag, Sb, Cu, As и т.д. На нижних горизонтах (Алмазная, Женевская, Эповская жилы) рудные образуют уже два максимума — слабый в приконтактовой части и сильный в приосевой, где выделяется основная масса сульфидов. Нередко, как в жиле Горняцкой или Сажистой Теремкинского месторождения, наблюдается рит-

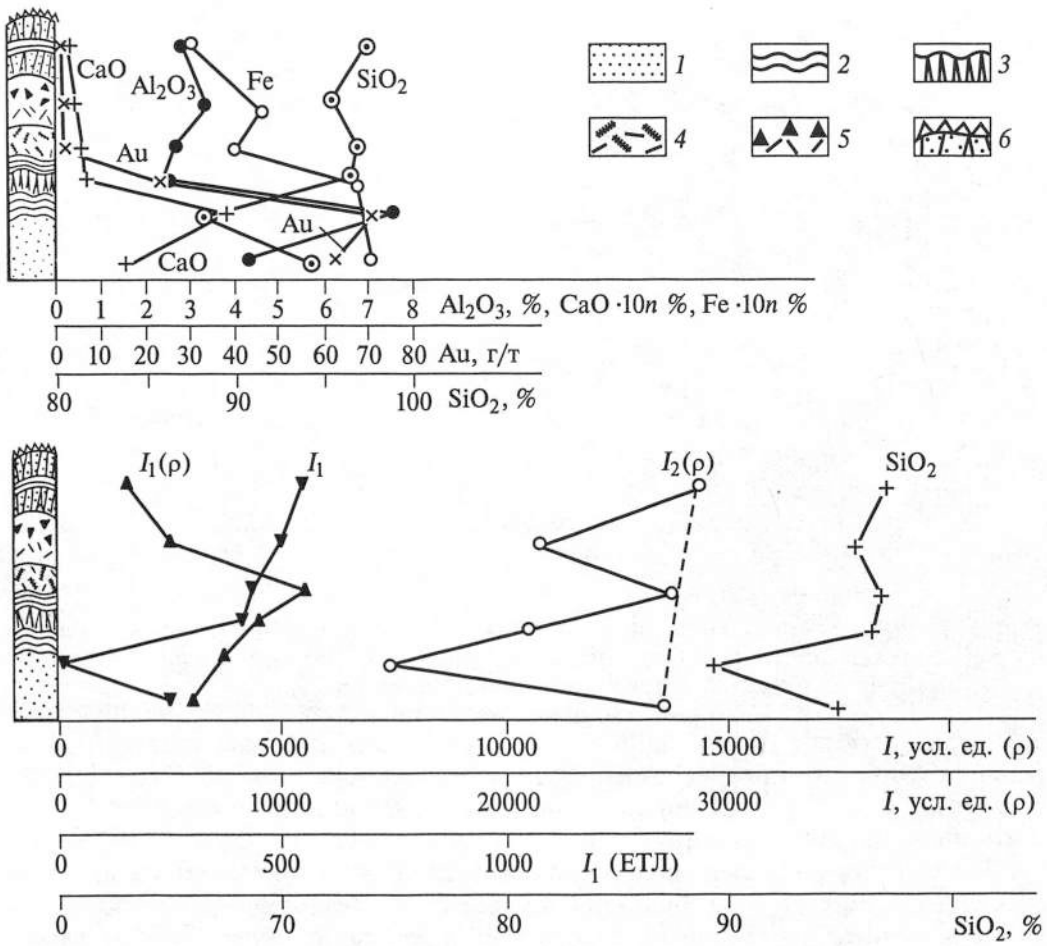


Рис. 40. Направленная изменчивость состава и свойств ЕТЛ и РТЛ, I_p и их взаимосвязи в последовательно образованном агрегате жильного кварца фрагмента жилы I рудной зоны Тасеевского месторождения.

Кварцевые агрегаты: *1* — массивные тонкозернистые; *2* — тонкополосчатые с монтмориллонитом, реликтами адуляра и рудными; *3* — тонкошестоватые существенно кварцевые; *4* — мелкопластинчатые; *5* — мелкопластинчатые с реликтами адуляра, замещенного монтмориллонитом и диккитом; *6* — шестоватые, завершающиеся мелкогребенчатыми.

мичное чередование рудных компонентов (см. рис. 11). Указанные особенности детально рассмотрены в [Месторождения Забайкалья, 1995].

Ритмичность строения типична и для кристаллов кварца, наиболее ярко проявленная в крупных остаточных полостях. Она детально изучена и многократно описана [Балицкий, 1978; Буканов, 1974; Григорьев, 1961; Григорьев, Жабин, 1975; Павлишин, 1983; и др.] и заключается в чередовании дымчатых, цитриновых, бесцветных, иногда аметистовых зон. Единой последовательности для всех кристаллов не установлено. Ритмичная смена окрасок большинством исследователей связывается с периодическим приоткрыванием камер, где происходит кристаллизация, и соответствующим изменением состава растворов

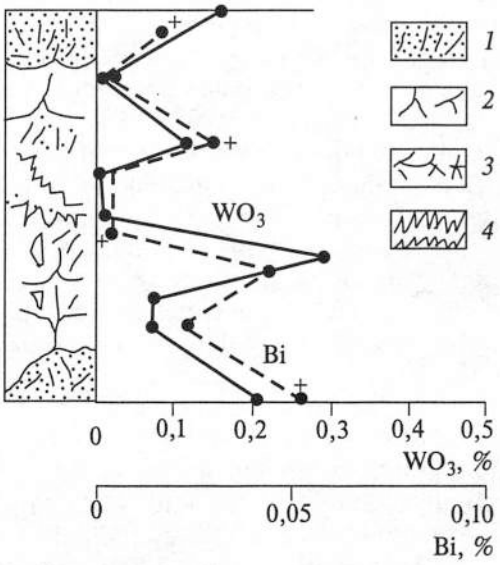


Рис. 41. Двухмодальное распределениен W и Bi в кварцевой жиле. Букукинское месторождение, Восточное Забайкалье.

1 — мелкозернистый приконтактовый кварц с вольфрамитом, сульфидами и слюдами; *2* — серый крупнозернистый, преимущественнно пустой кварц; 3 — крупно- до гиганто-кристаллически-зернистый кварц с вольфрамитом, шеелитом и сульфидами; *4* — друзоватый кварц с редкими кристаллами сульфидов и флюорита.

вследствие удаления части газовой фазы или привносом дополнительных порций растворов, ведущих к изменению pH, концентраций примесных компонентов, включая Al и Fe, окислительно-восстановительного потенциала, определяющих вероятность вхождения их, и соответственных компенсаторов (Na, Li^+, H^+) в структуру растущего кристалла, а также смену окраски.

Изучение зональных кристаллов Караль-Веемского, Дукатского, Балейского, Среднеголготайского, Акджайляуского, Кибиревского и Перекатненского месторождений различных формационных типов показало, что для МС, закрытых на этапе формирования кристаллов ,существуют два типа зональности кристаллов.

Если кристаллы растут в остаточных полостях с высокими концентрациями Al, Na и Li, то в их основании находятся неструктурные примеси этих элементов и большое количество ГЖВ. Далее следует бесцветная зона горного хрусталя, постепенно сменяющаяся дымчатой, цитриновой и бесцветной. В пределах дымчатой зоны может отмечаться ритмичное чередование дымчатой, цитриновой и бесцветной или дымчатой и бесцветной подзон.

Другой тип кристаллов характеризуется постепенным нарастанием интенсивности дымчатой окраски от основания к головке вплоть до образования мориона.

Первый тип характерен для большинства хрусталеносных гидротермальных, в том числе рудных месторождений, а также пегматитов Урала, Казахстана и Забайкалья.

По В.С. Балицкому [1978], к первому типу относятся кристаллы в жилах, где окологнездовое выщелачивание не проявлено или развито окварцевание вмещающих пород под действием хрусталеобразующих растворов. Среди кристаллов первого типа выделяются ритмично-зональные индивиды с неоднократной сменой бесцветных тонкозональных дымчато-цитриновых областей (Перекатненское на Алдане, Южное на Урале и др.), связанных между собою постепенными переходами.

Ко второму, по В.И. Павлишину [1983], относятся кристаллы пегматитов Волыни и рудоносных жил Донбасса. Здесь эволюционный рост происходит с

возрастанием изоморфного Al и, по В.И. Павлишину [1983], прекращается образованием мориона или темно-дымчатого кварца. В последующие этапы цитриновые или аметистовые зоны нарастают после приоткрывания камеры. Подобные кристаллы известны в камерных пегматитах Борщовочного хребта (Золотая Гора, Тулун). К этому типу, по В.В. Буканову [1974], относятся кристаллы хрусталеносных жил с признаками интенсивного окологнездового выщелачивания. Указанные различия связаны с исходным составом МС и ходом процесса. Если в начале формирования кристаллов содержание Al было высоким, то в присутствии Na формировался дымчатый кварц, а при недостатке O и Si возникали вакансионные E-центры с образованием черной окраски морионов. По мере снижения температуры и расходования Si, Na и Al в присутствии H^{2+}, CO_2, Cl_2 и F_2, Li^+, что типично, например, для пегматитов и рудоносных жил, происходило относительное накопление последних с понижением pH. Это способствовало вхождению в структуру кварца Al в ассоциации с Li^+ и H^+, а затем, при повышении кислотности, только с H^+, что обусловливало постепенную смену мориона и дымчатого кварца цитрином, а затем и бесцветным горным хрусталем.

Широко известная неоднородность строения окрашенных зон кристаллов, выражающаяся в ритмичном чередовании дымчатого кварца с цитрином, а затем и горным хрусталем без следов перерыва в кристаллизации, может быть объяснена ритмичной возвратно-поступательной сменой равновесий на фоне снижения температуры без привноса вещества извне. Так образуются кристаллы первого типа.

Если в начале роста кристалла МС обеднена Na, то образуется бесцветная зона с H^+ в качестве компенсатора. По мере накопления в системе Na формируется зона цитринового либо дымчатого кварца или мориона.

В первом случае происходит возрастание кислотности к концу роста кристаллов, сопровождающееся сменой компенсаторов $Na^+ \rightarrow Li^+ \rightarrow H^+$, а во втором — возрастание щелочности. Тем не менее определенная часть подобных кристаллов имеет внешнюю зону бесцветного или аметистовидного кварца, свидетельствующую о возрастании кислотности к концу их роста.

В близповерхностных условиях наблюдаются постепенные переходы от бесцветного (Балейское, Агинское, Сергеевское, Аметистовое месторождения) или дымчатого (Дукатское) кварца к аметисту без образования скипетровидных форм. Эта зональность также фиксирует смену изоморфных Al и Na на Fe и Li в процессе падения температуры и щелочности на фоне возрастания окислительно-восстановительного потенциала.

Таким образом, в конце процесса кварцеобразования на месторождениях большинства формаций, особенно в их верхних частях, наряду с Al^{3+} в структуру кварца входит Fe^{3+}, свидетельствуя о снижении pH и повышении Eh. Последнее проявляется в широком развитии аметистовидного кварца (Моджарово в Болгарии, Карамкен в Примагаданье, Сергеевское, Аметистовое на Камчатке, Балейское и Тарбальджейское в Забайкалье и т.д.), который представляет собой важнейшую цветовую типоморфную разновидность заключительных стадий образования рудоносных жил и их верхних горизонтов. В качестве компенсатора здесь присутствуют Li^+ либо H^+. Такой кварц типичен для малоглубинных формаций.

2.5.1.3. Изменение концентраций примесей в жильном кварце с глубиной

Изоморфные и неструктурные примеси в пространстве кварцевых жил ведут себя по-разному. *Концентрации изоморфных* Ti^{3+}, Al^{3+} и *связанных с ним* Na и Li возрастают с глубиной. Так, в кварце жилы № 52 на интервале глубин 150 м (от 704 до 554 м) увеличиваются концентрации Al-центров в 3 раза от 0,54 отн. ед. AlO_4^- до 1,63 отн. ед. (измерения Р.И. Машковцева и М.Я. Щербаковой на наших образцах) и от $2{,}88 \cdot 10^{18}$ $см^{-3}$ до $3{,}95 \cdot 10^{18}$ $см^{-3}$ по определениям на наших образцах в лаборатории В.И. Матяша. Подобная же тенденция установлена В.А. Сперанским и др. [1975] для кварца Кти-Тебердинского месторождения шеелита. Поскольку для кварца многих месторождений [Юргенсон и др., 1974; Юргенсон, 1984б, 1997] определено возрастание с глубиной интенсивности ЕТЛ, обусловленной Al-центрами Na и Li в качестве компенсаторов, можно считать, что концентрации изоморфных Al, Na и Li с глубиной возрастают. Пример такого возрастания приведен на рис. 42 для Тасеевского, типичного месторождения МЗСФ.

Для кварца малоглубинных месторождений характерно увеличение с глубиной числа максимумов на ТЛ-граммах, что свидетельствует о возрастании количества различных ЭДЦ, обусловленных вхождением в кварц не только Al, но и Fe, Ti, Ge, Ga, а в качестве компенсаторов наряду с Na и Li, также Co, V, Mn, Cu, Ni, Au и т.д. Это четко отражается возрастанием с глубиной доли высокотемпературных (320–380 °С) максимумов ТЛ и интенсивностью как среднетемпературных (230–320 °С), обусловленных Al-центрами с Na и Li в качестве компенсаторов, так и Ti-, Ge- и Fe- центров с Co, W, Mn, Cu, Ni в качестве компенсаторов. Если учесть, что фронт кристаллизации кварцевых жил движется от зон с большими градиентами P и T к зонам с меньшими, то следует признать, что процесс кристаллизации жил этой формации идет сверху вниз и от флангов к центру. Также распределены интенсивности ЕТЛ и содержания изоморфных примесей в поперечных сечениях жил (см. рис. 16, 17, 40). Отсюда следует, что существует единая направленность в распределении изоморфных примесей Al и связанных с ним Na и Li, обусловленная ходом эволюции МС.

В отличие от изоморфных концентрации *неструктурных* Al, Na, Li уменьшаются с глубиной в пределах изученных интервалов жильных тел (150–600 м). В надрудных зонах содержания Al_2O_3 составляют 3,5–3,9 %, несколько возрастая на уровне верхнерудных зон (рис. 43, I рудная зона Тасеевского и Главная жила Карамкенского месторождений) и затем постепенно уменьшаются с глубиной, имея тенденцию к субконцентрическому симметрично-асимметричному распределению. Примерно такое же поведение рассматриваемых элементов наблюдается и в полосчатом кварце в пределах верхнерудной и рудной зон (рис. 44).

Для K_2O устанавливается в принципе подобное же распределение, осложняющееся неоднородностью положения в пространстве жил зон пережимов и раздувов, как это, например, видно на большинстве кривых рис. 43. Четко прослеживается симметричная зональность в крутопадающих жилах; кривая 8, отра-

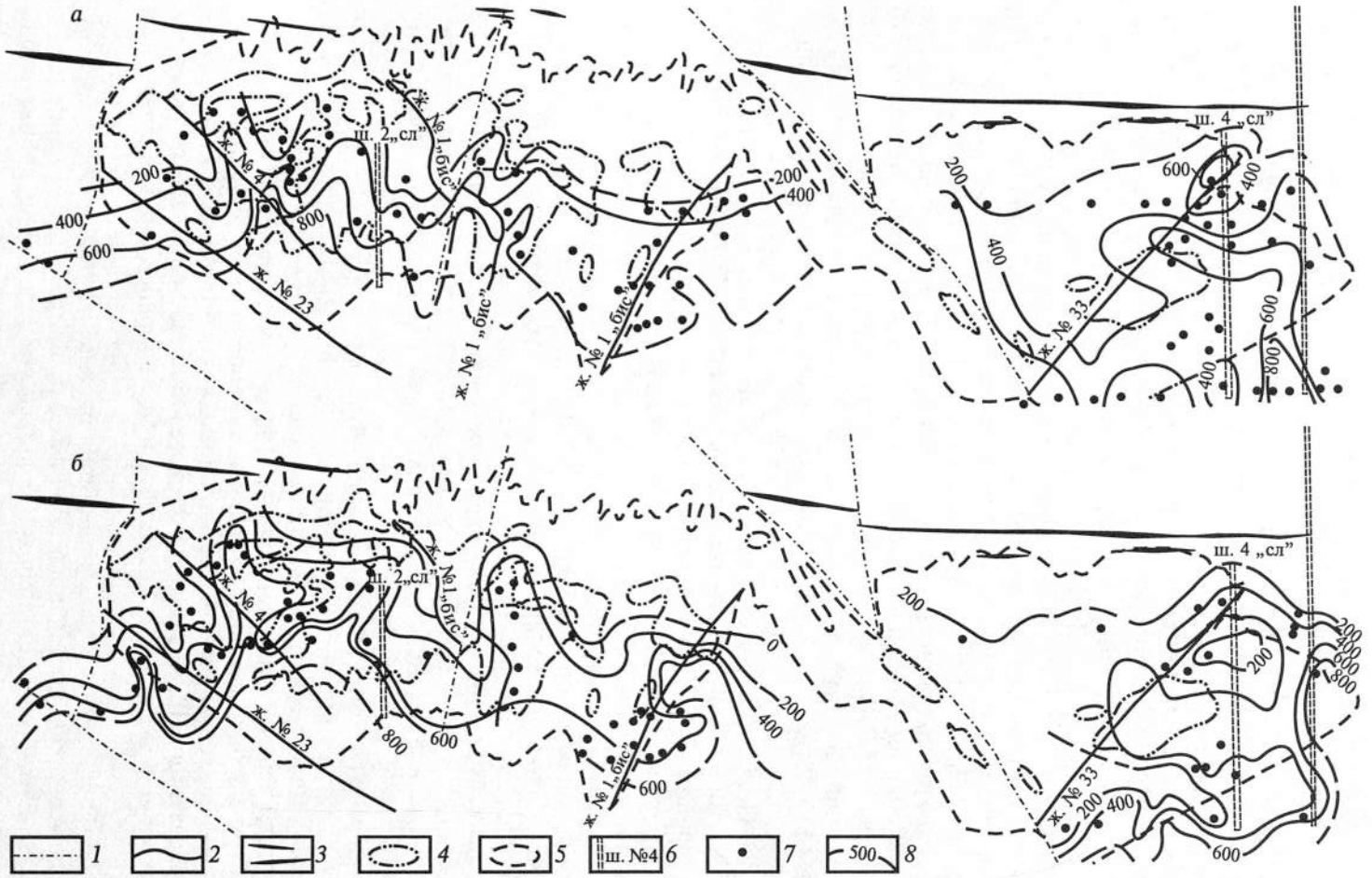


Рис. 42. Возрастание интенсивности ЕТЛ кварца I рудной зоны Тасеевского месторождения с глубиной.

1 — разрывные нарушения; *2* — линии сопряжения жил с I рудной зоной; *3* — надрудные гидротермалиты; *4* — контур рудных столбов; *5* — контур нижней и верхней границы рудной зоны; *6* — шахты; *7* — участки детального опробования; *8* — изолинии интенсивности (*а*) и температур высокотемпературного максимума (*б*) ЕТЛ и ее значения.

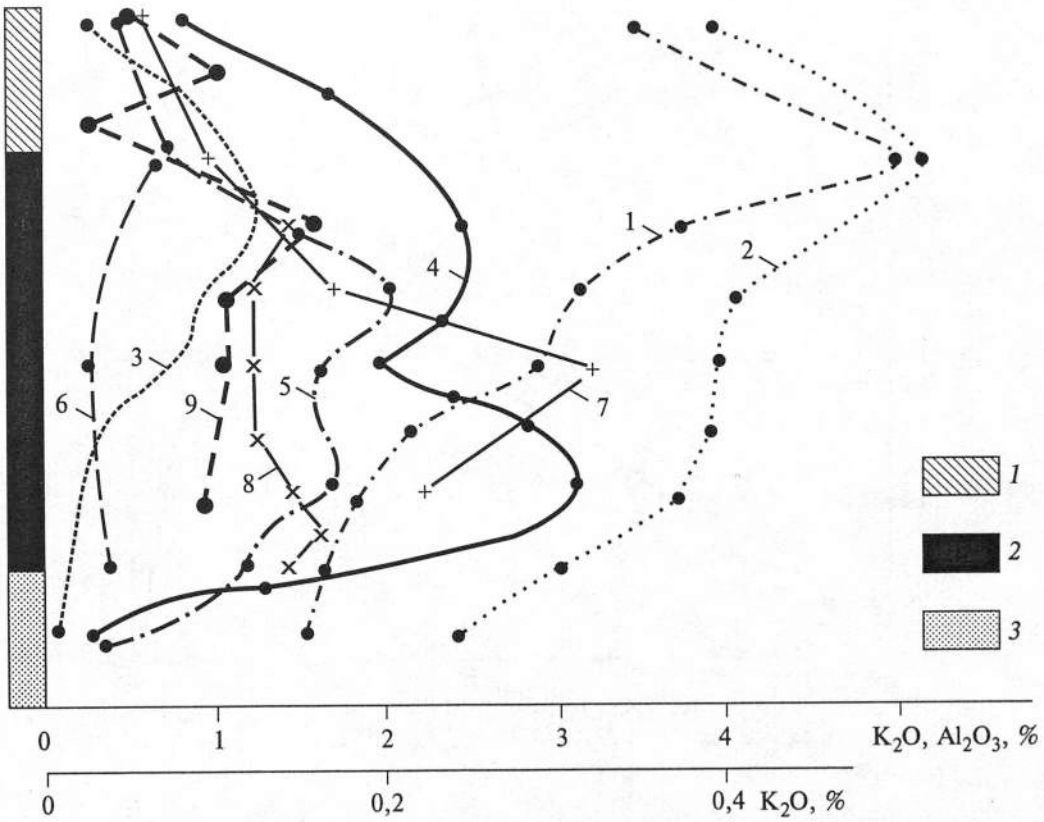


Рис. 43. Изменение с глубиной содержания Al_2O_3 (1 — Балейское, 2 — Карамкенское) и K_2O (3 — Балейское, 4 — Карамкенское, 5 — Агинское, 6 — Дукатское, 7 — Среднеголготайское, 8 — Токурское, 9 — Дарасунское месторождения).

1–3 — зоны: *1* — надрудные и верхнерудные, *2* — рудные, *3* — нижнего выклинивания или подрудные. Нижняя шкала — содержания K_2O для Среднеголготайского и Токурского.

жающая изменение содержаний K_2O в кварце пологой жилы № 160 Токурского месторождения, невыразительна, и надрудная часть здесь не вскрыта горными выработками. Если для *жильного кварца* МЗСФ указанные закономерности проявлены практически на всех изученных объектах, то анализ *монофракций* дает для калия среднеглубинных месторождений четкое однонаправленное возрастание его концентраций в 3–4 раза (0,01–0,2 мас.%) на интервале глубин 300–500 м (Каскадная жила Саралинского рудного поля, Среднеголготайское (рис. 45), Спокойнинское и другие месторождения) либо оно варьирует с максимумами в областях пережимов и минимумами в раздувах, в целом оставаясь относительно одинаковыми в верхних и нижних их изученных частях (Дарасунское, Токурское, Кти-Тебердинское, Караль-Веемское, Мурунтау и др.) [Юргенсон, 1984б, 1997].

Величина K_2O/Li_2O возрастает с глубиной во всех без исключения жилах в 2–5 раз на интервалах глубин 200–600 м.

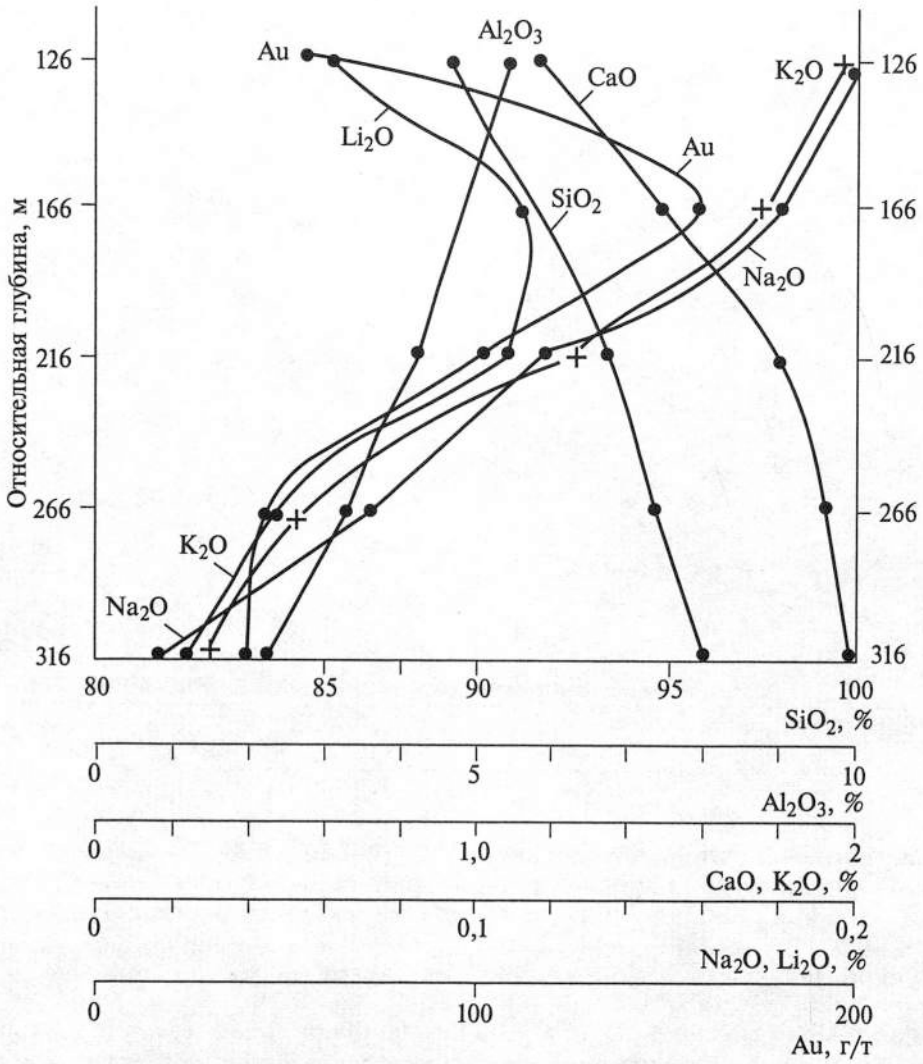


Рис. 44. Изменение содержаний петрогенных элементов в полосчатом кварце с глубиной.

Содержания Na варьируют в *монофракциях* в пределах 0,02–0,04 % без видимых четких тенденций к закономерному распределению, хотя в отдельных случаях на отдельных отрезках жил отмечается уменьшение его с глубиной.

Валовые содержания Na в кварцевых жилах также имеют тенденцию к уменьшению с глубиной. Однако доли структурного и неструктурного Na определить без ЭПР невозможно, а вероятность его вхождения в тонкие фазы силикатов достаточно велика. Опыт показал, что сами по себе концентрации Na не дают существенной минералогенетической информации.

Валовые концентрации Rb в жильном кварце, как и K, имеют четкую тенденцию к уменьшению с глубиной (табл. 13). В большинстве случаев, где изучались образцы из надрудных зон, отмечается возрастание содержаний рубидия в верх-

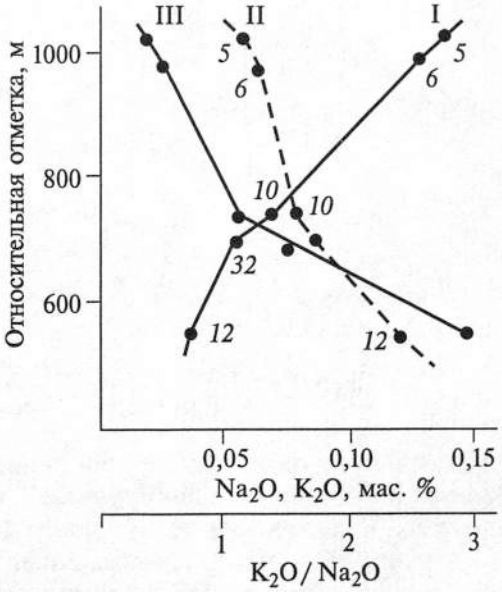


Рис. 45. Изменения с глубиной усредненных концентраций Na_2O (I), K_2O (II) и K_2O/Na_2O (III) в кварце Среднеголготайского месторождения Au и W. Восточное Забайкалье.

Арабские цифры на кривых — число анализов.

нерудной зоне примерно в 2 раза, что также согласуется с поведением K в кварцевых жилах, отражая симметрично-асимметричную зональность.

Поведение валовых содержаний Li в жильном кварце подобно, что можно видеть на рис. 44. Литий накапливается преимущественно в верхнерудных частях золоторудных жил.

Валовые содержания рудных элементов в жильном кварце МЗСФ, имеющих незначительную (200–600 м) протяженность на глубину, образуют обычно один максимум (до 1000 кларков) в их верхних частях. Вертикальный размах этого максимума варьирует в пределах 100–200 м (рис. 46–48). В жильном кварце месторождений среднеглубинных формаций вертикальный размах подобных высоких содержаний составляет 350–450 м и более (рис. 48–50). Несмотря на различие в вертикальном размахе высоких содержаний рудных элементов в кварце, распределение их в пространстве жил имеет тенденцию к единой закономерности, заключающейся в их симметрично-асимметричной зональности (см. рис. 46–50). При этом в кварцевых жилах среднеглубинных формаций рудные столбы распределены преимущественно по вертикали, а МЗСФ — по латерали, сообразно склонению кварцевых жил.

Из анализа приведенных данных следует, что в пределах кварцевых жил распределение рудных элементов зонально как в их поперечных разрезах (имеет максимум в приконтактовых частях и минимум в осевой части, а в полосчатых (слоистых) жилах, образует ритмично повторяющиеся концентра-

Таблица 13

Изменение с глубиной средних содержаний Rb в жильном кварце, г/т

Месторождение	Часть жилы и жильных зон				
	надрудная	верхнерудная	рудная	нижнерудная	подрудная
Верхнеалиинское	182	109	54	—	—
Уконикское	—	139	105	—	—
Пешковское вольфрамовое	—	—	61	29	—
Кти-Тебердинское, Западная зона	38	81	69	57	43
Агинское	—	76	80	22	9
Сюрприз	15	36	27	11	—
Карамкенское	81	150	130	112	78

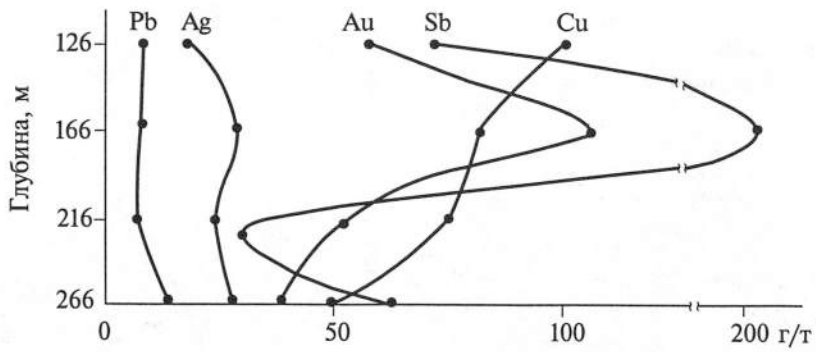


Рис. 46. Изменение с глубиной концентраций золота и элементов-спутников в массивном кварце Тасеевского месторождения.

ции), так и по падению, образуя зоны с высоким содержанием металлов, нередко представляющие собой рудные столбы. Природа их, как уже указывалось, двоякая. В частях жил, где не развиты структуры посткристаллизационного перерождения кварца, зоны с высокими содержаниями рудных минералов и соответствующих им металлов формируют замкнутые лентообразные (в проекциях на вертикальную плоскость) поля, локализованные на переходах от областей, близких к выклиниванию или пережиму к осевым частям жил. Фактически наиболее обогащенным оказывается приконтактовый слой жилы.

Его вертикальная проекция в плоскости жилы выражается в лентах с извилистыми краями, обычно получаемых на этих проекциях. Линии изоконцентраций в плоскости жилы дадут картину субконцентрических зональностей различных порядков — от локальных мест обогащения до отдельных крупных звеньев и всей жилы.

На графиках изменений содержаний эти вариации выражаются в ритмичном, волнообразном возрастании или уменьшении с глубиной. Для жильного кварца МЗСФ типичны контрастные изменения, отображающие резкое возрастание концентрации Au, Ag, Sb в 10–20 раз до определенных глубин, не превышающих обычно 100–150 м, а затем такое же быстрое уменьшение до 1,5–2 г/т на глубинах 250–300 м, а также резкие возрастания величины Au/Ag, которая всегда >>1 в рудных зонах и <1 в над- и подрудных. При этом градиент в надрудной зоне меньше, чем в подрудной и отличается по знаку.

Для жил с переотложенными в результате процессов посткристаллизационного перерождения кварца рудными элементами первичная зональность обычно осложнена и положение обогащенных участков контролируется геохимическими барьерами, зонами трещиноватости, положением водоносных горизонтов и т.п., а в верхних частях — и зон вторичного обогащения.

В надрудных зонах жил среднеглубинных месторождений золотокварцево-сульфидной и золотосульфидно-кварцевой формаций As, Zn и Pb накапливаются в верхних их частях, волнообразно уменьшаясь с глубиной, характеризуя неоднократное повторение зон, обогащенных основным рудным компонентом. При этом Te, As, Sb, Hg, Pb, Zn накапливаются преимущественно в верхних частях, а внизу преобладают S, Cu, Sn, W, Co, Bi. В месторождениях

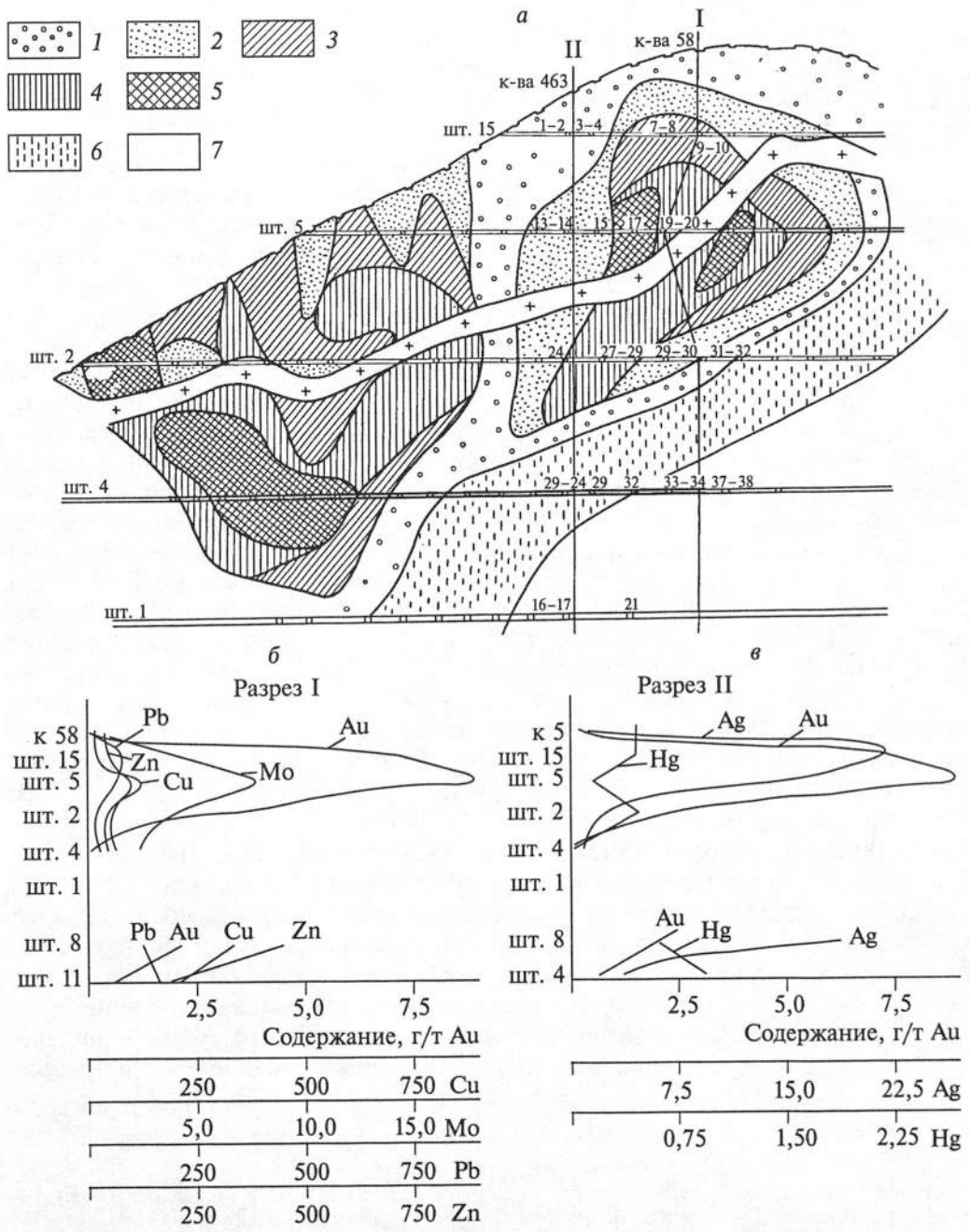


Рис. 47. Концентрически-зональное распределение золота (*а*) и золота и элементов-примесей (*б*, *в*) в жильном кварце Верхнего рудного тела Многовершинного месторождения. Проекция распределения Au на вертикальную плоскость в условных единицах по С.И. Косову и Е.П. Заремб скому (1974 г.). Увеличение содержаний Au в направлении 7–6–1–2–3–4–5 согласно условным знакам к рис. *а*. Кварцевое тело рассечено дайкой плагиогранит-порфиров (крестики).

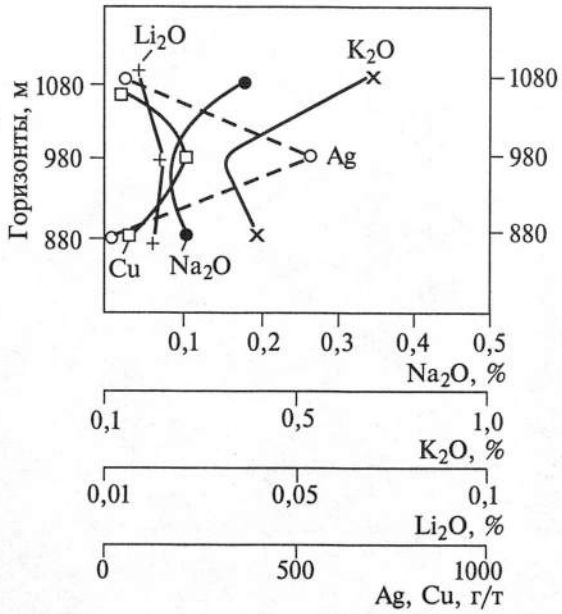


Рис. 48. Изменение с глубиной элементов-примесей в кварце I рудной зоны месторождения Дукат.

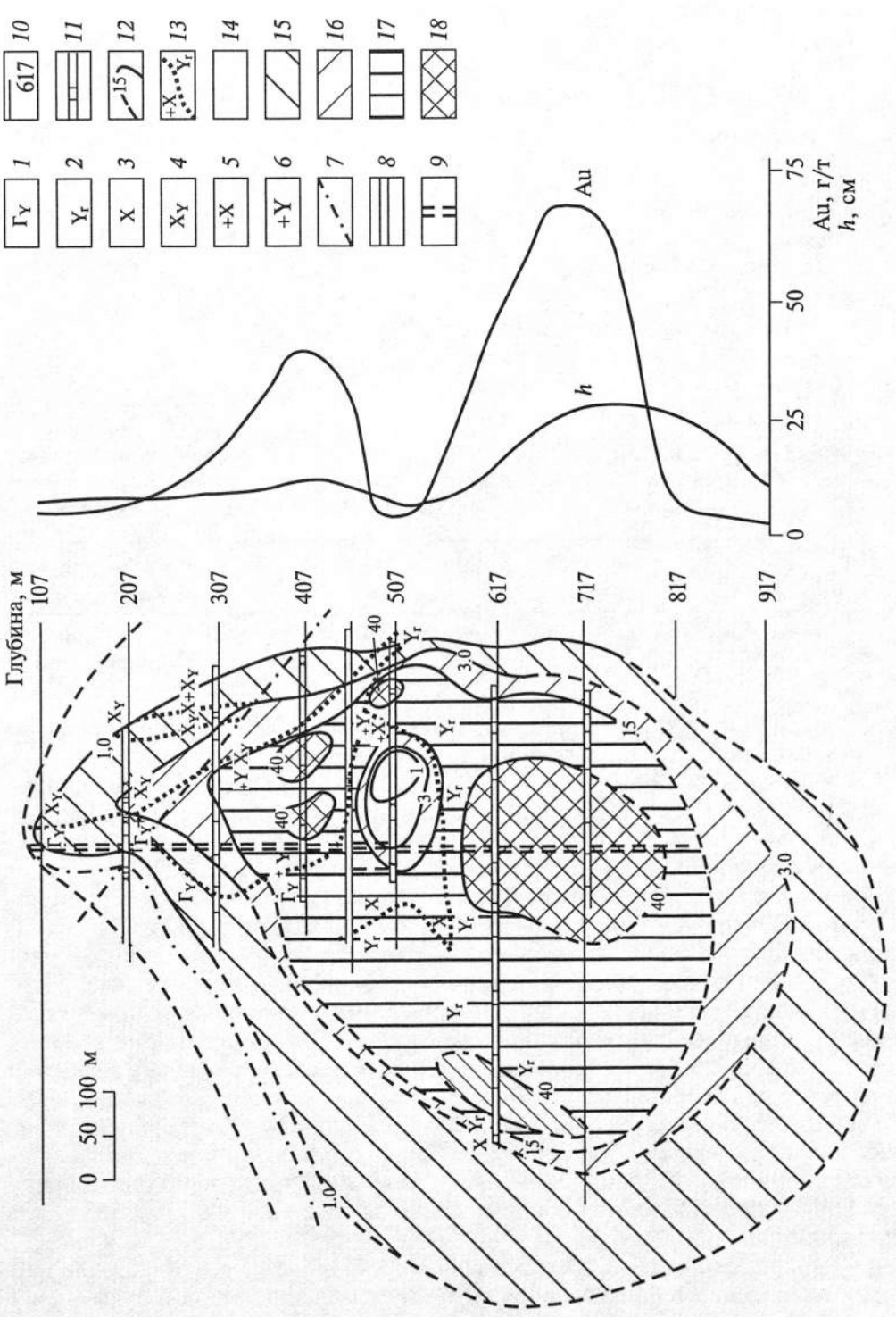
МЗСФ в нижнерудных зонах наблюдается тенденция к накапливанию Pb и связанного с ним Ag.

В пределах рудных полей, где развиты разные по минеральному составу жилы, также наблюдается в принципе единая вертикальная зональность изменения концентраций рудных и примесных элементов в жильном кварце. Например, в Шахтаминском рудном поле, где по направлению на северо-восток в жилах возрастают концентрации Pb, Zn, Ag и Au (жилы № 24, Сульфидная и др.), генеральная симметрично-асимметричная вертикальная зональность в их распределении, будучи конформной с таковой Mo, отличается лишь в деталях. Вертикальный интервал повышенных (> 0,05 %) содержаний Mo в жильном кварце составляет около 500 м, а Pb и Zn — 400–450 м. При этом верхние границы их сопоставимы, на глубине содержание Pb, Zn, Cu быстро уменьшается до 0,0011–0,01 % , а содержание Mo до 0,011 % по данным бурения прослеживается примерно до глубин 700–750 м практически до выклинивания кварцевых жил (рис. 51).

Обобщенные кривые распределения по вертикали концентраций Mo, Pb, Zn, Cu и Ag для групп жил с низкими (в среднем до 0,5 % Pb и Zn и до 10 г/т Ag), жилы 6, 3, 5, 32 и др.) и высокими (жилы № 24 и Сульфидная) их содержаниями однозначно свидетельствуют о единстве процесса эволюции единой порции рудообразующего флюида. При этом для жил с низким содержанием Pb и Zn отчетливо смещение максимума их содержаний в верхнюю часть, где концентрации Mo также больше, что связано с повышением градиентов *PTX*-характеристик. Вертикальный интервал максимума их содержаний находится в пределах

Рис. 49. Распределение золота и изменчивость мощностей (*h*) золотокварцево-сульфидной жилы, Дарасунское месторождение.

1 — габбро и долериты гранитизированные, калишпатизированные; *2* — граносиениты с реликтами габбро и долеритов; *3* — диориты; *4* — диориты гранитизированные, калишпатизированные; *5* — гранодиориты; *6* — граносиениты; *7* — проекция линии сопряжения нарушения с плоскостью жилы, проекция линии условного контура жилы; *8* — горные выработки; *9* — проекция ствола шахты; *10* — гипсометрические отметки и горизонты разведки; *11* — места отбора проб; *12* — линии изоконцентраций (г/т) золота (пунктирные — предполагаемые); *13* — контакты магматических пород; *14–18* — части жил относительно оруденения: *14* — зона рудных индикаторов, *15* — над- и подрудная, *16* — верхне- и нижнерудная, бедных руд, *17* — рудная, *18* — богатых руд.


1 ГY
2 Yf
3 X
4 XY
5 +X
6 +Y
7
8
9
10 617
11
12 15
13 +X Yf
14
15
16
17
18
Au
h
0 25 50 75
Au, г/т
h, см
Глубина, м
107 207 307 407 507 617 717 817 917
0 50 100 м
1,0
3,0
40
15
1

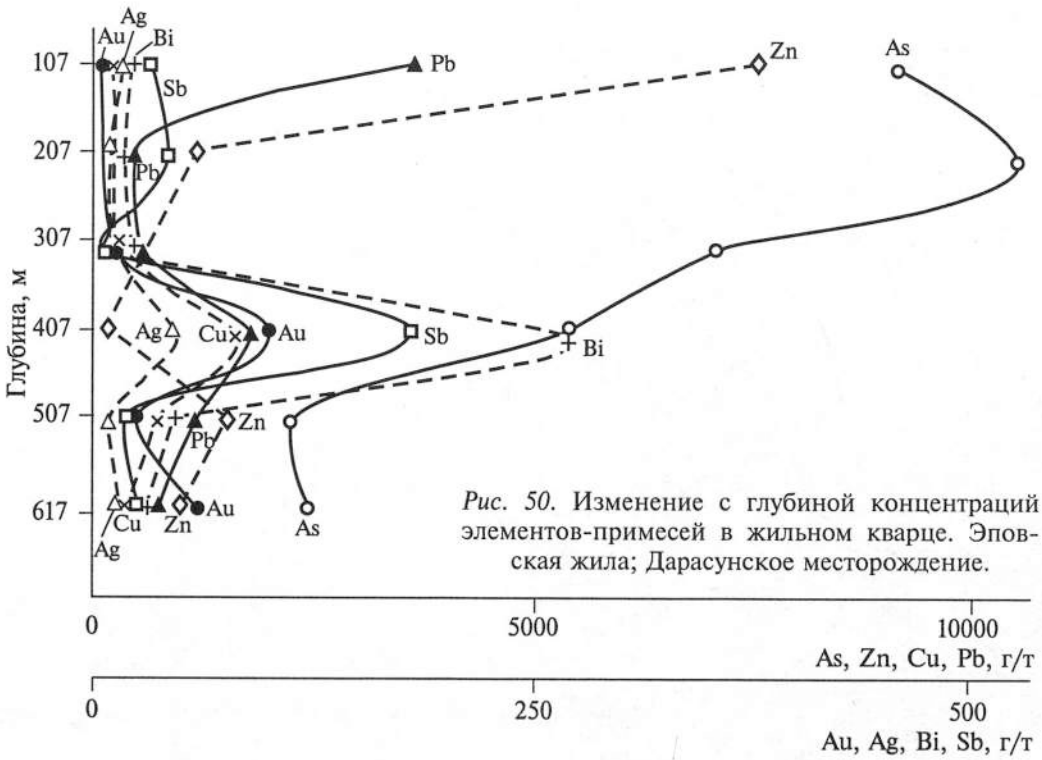


Рис. 50. Изменение с глубиной концентраций элементов-примесей в жильном кварце. Эповская жила; Дарасунское месторождение.

200 м (между горизонтами 783–583 м), а Mo — более 400 м. Аналогично меди, которая находится здесь преимущественно в форме халькопирита, возрастание серебра в верхней части связано с преимущественным развитием медных сульфосолей по сравнению с халькопиритом. Жильный кварц богатых галенитом и сфалеритом жил № 24, Сульфидной и других также характеризуется асимметрично-симметричным распределением всех элементов-примесей в их объеме.

Четко выделяются два вертикальных интервала обогащения жил практически всеми главными элементами — Mo, Pb, Zn, Cu. Для Ag и Au это лишь тенденция, так как они распределены в разных минералах — халькопирите, сульфосолях, галените и в меньшей мере дают собственные минеральные фазы, включая петцит, устанавливаемый электронно-микроскопическими исследованиями в пирите. В этих жилах молибденит является примесным по отношению к галениту и сфалериту (содержание Pb и Zn достигает 5–15 % , в среднем на горизонте 633 м составляя 1,5–2,61 %).

Рассмотрим один из рудоносных интервалов жилы № 24, являющейся наиболее ярким примером совмещения молибденовой, золотой и полиметаллической ассоциаций на Шахтаминском месторождении. Этот интервал начинается с гор. 733 м и прослеживается по падению жилы около 350 м до гор. 383 м, где жила выклинивается.

В нижней части интервала оруденения (гор. 383–583 м) все рудные элементы имеют тенденцию к близкоодновременному выделению в форме сульфидов с параметром концентрации снизу вверх. В срединных (по выполнению) частях

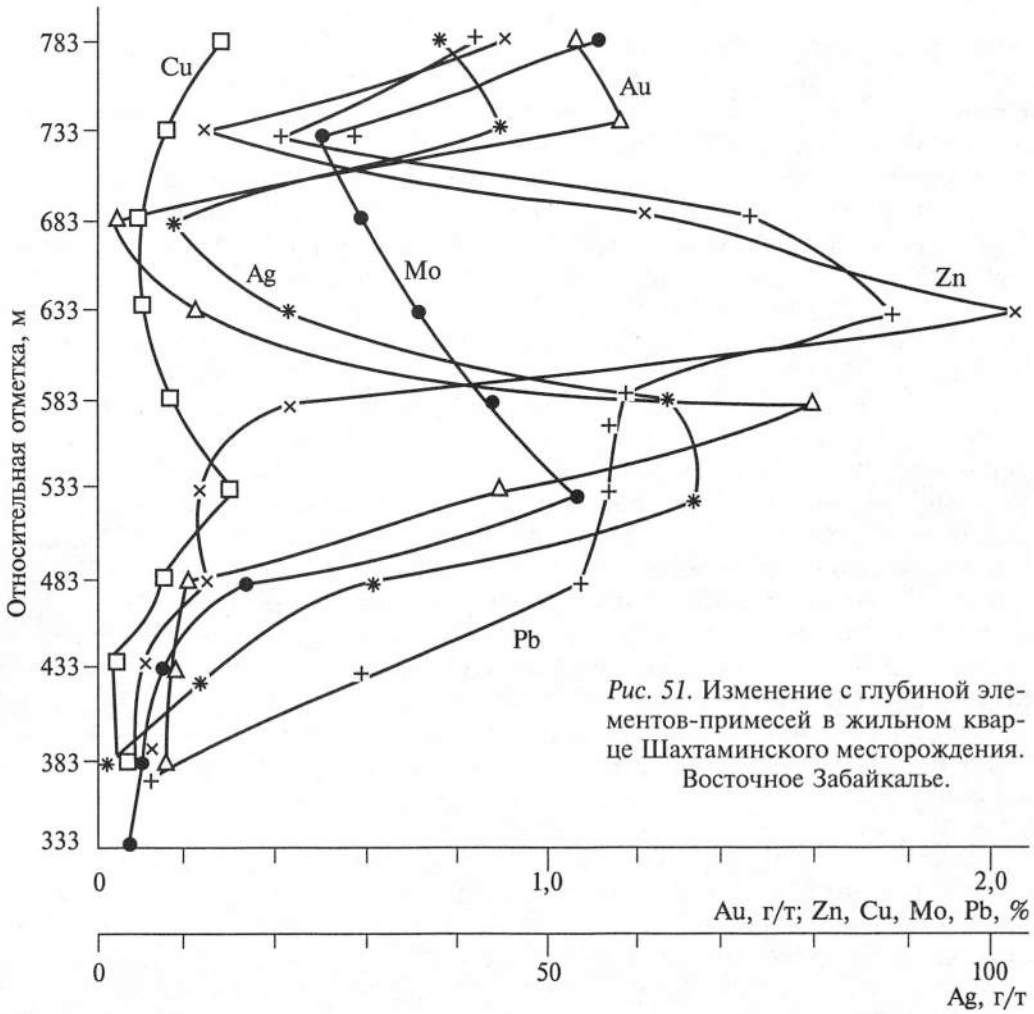


Рис. 51. Изменение с глубиной элементов-примесей в жильном кварце Шахтаминского месторождения. Восточное Забайкалье.

жилы основная масса молибденита и халькопирита, захватывающего золото и серебро, выделяется вместе с кварцем. Свинец и цинк также выделяются в виде галенита и сфалерита. Однако максимумы интенсивности кристаллизации молибденита, халькопирита и пирита с золотом и серебром приходятся на нижнюю половину рудного интервала, а галенита и сфалерита — на верхнюю. Это связано, вероятно, с тем, что кристаллизация молибденита и халькопирита происходит при более высоких температурах вместе с кварцем, когда из системы удаляются гидрооксосиликокомплексы и постепенно нарастает относительная концентрация CO_2, что, в свою очередь, приводит к выпадению карбонатов, а вместе с ними и галенита со сфалеритом. Развитие этой ассоциации определяет завершение эволюции МС в рассматриваемом рудоносном интервале жилы.

Для этой зоны с преобладающим развитием карбонатно-полиметаллической ассоциации характерен минимум концентрации Cu, Ag и Au. Их содержания возрастают в верхней зоне перехода к новому рудному интервалу. На отно-

сительно небольшом (40–60 м по восстанию жилы) интервале с небольшими мощностями преимущественно развиты обогащенные Au и Ag сурьмяные сульфосоли меди (тетраэдрит), свинца (джемсонит) и др. Выше по восстанию развивается новый рудный интервал, выходящий на дневную поверхность. В жиле широко развиты текстуры дробления и ранних генераций кварца с молибденитом, цементирующихся кварцево-карбонатными агрегатами с галенитом, поэтому существует представление о многостадийном формировании жил, подобных рассмотренной. Однако в забоях рудных штреков нередко наблюдаются постепенные переходы от кварцево-молибденитовых приконтактовых частей к кварц-галенитово-карбонатным. Рассмотренная выше последовательность кристаллизации кварца с сульфидами и сульфосолями, приуроченность максимальных концентраций всех рудных элементов к каждому из рудных интервалов жил и пространственная дифференциация их, соответствующая зональности эволюционирующей МС, свидетельствуют о процессе эволюции одноактно внедренного рудоносного силикатного расплава.

Распределение примесных элементов подчиняется симметрично-асимметричной зональности относительно верхних и нижних границ выклинивания жил, что указывает на единый эволюционный процесс их образования [Юргенсон, 1991г]. В малоглубинных жилах максимумы концентраций главных рудных элементов-примесей смещены к верхним их половинам, в среднеглубинных — к нижним. Это связано с различием градиентов физико-химических и геодинамических характеристик условий их формирования.

Упомянутая зональность выявляется лишь в тех случаях, когда по условиям полноты разведанности или горно-техническим условиям отработки и доступности горных выработок имеется каменный материал по всему объему жил — от зоны верхних рудных индикаторов до выклинивания по падению и на флангах. Во всех остальных случаях выявляется различная пространственная изменчивость концентраций: они возрастают, когда имеют дело с отрезком жилы, соответствующим верхнерудной зоне (главная часть халькофилов), или уменьшаются, когда изучается нижнерудная ее часть.

2.5.1.4. Пределы вариаций содержаний элементов-примесей в жильном кварце как критерии геохимической специализации, рудно-формационной принадлежности и рудоносности

С целью прослеживания изменчивости концентраций изоморфного Al и связанных с ним компенсаторов зарядов в зависимости от условий образования кварца в специально подобранных группах образцов этого минерала редкометалльных пегматитов (Орловское, Забытое), грейзенов (Спокойнинское), кварц-касситеритовой (Полярное), золотосульфидно-кварцевой (Среднеголготайское) формаций и стратиформного месторождения шеелита (Кти-Тебердинское), а также угольного месторождения Нерюнгри выполнено определение концентраций Al-центров методом ЭПР-спектроскопии (Р.И. Машковцев, А.А. Брик). Установлено (табл. 14), что по уменьшению концентрации Al-центров указанные объекты выстраиваются в закономерный ряд: внутриинтрузивные (верхнеинтрузивные) → верхнеинтрузивные (надынтрузивные) → параге-

Таблица 14

Вариации концентрации Al-центров в кварце месторождений разных формаций

Месторождение	Концентрация, $n \cdot 10^{18}$ см$^{-3}$			Положение относительно магматического очага
	n	$\bar{x}$	σ	
Орловское	13	3,59	1,14	Верхнеинтрузивное
Полярное	5	3,17	1,28	Верхнеинтрузивное — внутриинтрузивное
Среднеголготайское	31	3,17	0,90	Верхнеинтрузивное
Спокойнинское	13	1,75	0,97	Верхнеинтрузивно-надынтрузивное
Кти-Теберда	17	0,92	0,28	Вне пространственной связи с рудоносными гранитами, жилы в линзах амфиболитов
Нерюнгри	1	0,28	–	Вне связи с магматизмом, корки в углеродсодержащих песчаниках

нетические связи с интрузиями → вне видимой связи с магматизмом. При этом концентрации Al-центров уменьшаются на порядок.

Анализ характера распределения ионов-компенсаторов в кварце гранитов, хрусталеносных, редкометалльных, вольфрамовых и золоторудных месторождений с учетом данных Е.И. Доломановой и др. [1972] по оловорудным формациям показал, что существует тенденция в ритмической их смене от Na^+ в ранних генерациях до Li^+ и H^+ в промежуточных и H^+ поздних в последовательности Na^+, Li^+, H^+. При этом в ранних генерациях одновременно могут присутствовать Na^+ и Li^+, в промежуточных — Li^+ и H^+, в конечных — только H^+.

Таким образом, для кварца всех рассмотренных уровней его организации (ЭДЦ, ЭЯ, индивидов, их агрегатов и слагаемых ими минеральных тел — жил, пегматитов, гранитных массивов, составляющих РМС) типична ритмичная изменчивость концентраций изоморфных примесей Al^{3+}, в какой-то мере Ti^{3+}, а также компенсаторов зарядов (Na^+, Li^+, H^+).

При этом для глубинных и среднеглубинных формаций на уровне минеральных агрегатов и более сложных минеральных тел (существенно кварцевые жилы, пегматитовые тела, гранитные массивы и их составные части) типично ритмичное изменение концентраций структурной примеси Al^{3+}, Ti^{3+} от ранних высокотемпературных к поздним, низкотемпературным генерациям, а для компенсаторов — на фоне уменьшения суммарной концентрации относительное возрастание Li^+ по отношению к Na^+ и H^+ по отношению к Li.

Пределы вариаций *валовых* (структурные + неструктурные примеси) содержаний Al и Ti в жильном кварце изучены в *монофракциях* и очищенных его легких фракциях. В монофракциях в ряду пегматиты → грейзеновая вольфрамитово-кварцевая → среднеглубинная золотосульфидно-кварцевая формации содержание Al_2O_3 уменьшается (мас.%) от 0,203 (σ = 0,096) до 0,03 (σ = 0,031). В *легких фракциях* (1180 проб из 28 месторождений) вариации содержаний Al незначительны и составляют 0,2–0,46 % для всех среднеглубинных формаций. Эти особенности указывают на близкие исходные составы кварцеобразующих МС. Примерно на порядок (до 1,5 %) возрастает содержание Al в жильном кварце (по его легким фракциям) месторождений малоглубинных формаций, кристаллизация которого происходит в условиях больших градиентов *РТХ*-па-

раметров МС, что не способствует разделению на ранних стадиях ее силикатной и алюмосиликатной составляющих. Почти стерилен от Al и Ti жильный кварц месторождений горного хрусталя [Юргенсон, 1984б, 1997].

В малоглубинных месторождениях валовое содержание Al в жильном кварце, как это видно по содержаниям связанных с ним K_2O и Na_2O, уменьшается от контактов жил к осевой их части (рис. 52) и с глубиной, отражая меру дифференцированности силикатной и алюмосиликатной частей МС в зависимости от градиентов *PTX*-параметров: вверху они больше, внизу — меньше (см. рис. 43).

Отношение концентраций Al и Ti в кварце всегда больше 20: для месторождений формаций, переходных к глубинным, оно составляет 20–40; типичных среднеглубинных — 40–60; малоглубинных и переходных к ним среднеглубинных формаций — более 80; для редкометалльных пегматитов — более 100.

Таким образом, содержания Al и Ti в кварце — важные типоморфные признаки глубинности, меры связи с собственно магматическим процессом, степени метаморфизма [Юргенсон, 1984б; Юргенсон и др., 1974].

Валовые концентрации щелочных металлов (K, Na, Li, Cs, Rb), присутствующих в жильном кварце наряду с уже рассмотренными компенсаторами зарядов также в виде неструктурных примесей, в частности в тонких вростках полевых шпатов и слоистых силикатов, имеют широкие вариации в зависимости от рудно-формационной принадлежности объекта. Обобщение огромного ма-

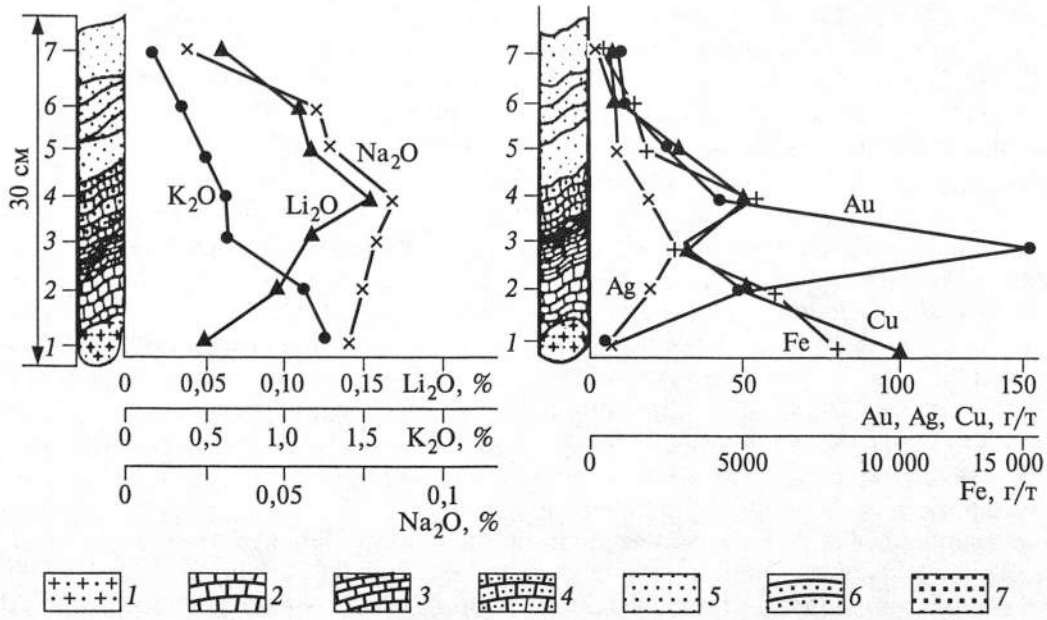


Рис. 52. Изменчивость содержания щелочей и рудных элементов в крупном последовательно образованном фрагменте кварцевой жилы.

1 — обломок гранитной гальки; *2* — полосчатый кварц; *3* — тонкополосчатый фестончатый; *4* — грубополосчатый; *5* — микроглобулярно-сферолитовый; *6* — массивный со слабо выраженной слоистостью; *7* — массивный микропластинчатый.

териала по содержанию щелочных металлов в жильном кварце (монофракции, легкие фракции, собственно жильный кварц, 3400 анализов) показало, что все элементы ведут себя достаточно индивидуально и могут быть типохимическими признаками месторождений определенных рудных формаций. Данные по содержанию щелочных элементов в монофракциях могут быть использованы только в случае их содержаний, значительно превышающих чувствительность применяемых методов.

Средние содержания калия в монофракциях кварца варьируют в пределах 260–2880 г/т и $\sigma/\bar{x}$ от 0,2 до 1,2. Максимальные значения характерны для кварцевых агрегатов жил, прямо связанных с граносиенитами или монцонитами (Дарасунское, Восточная зона Верхнеалиинского месторождений золотокварцево-сульфидной формации, 1266–2880 г/т при $\sigma/\bar{x}$ = 1,2–1,1) либо сопровождающихся зонами биотитизации вмещающих пород месторождений различных рудных формаций (золоторудных — Мурунтау, $\bar{x}$ = 1569 г/т при $\sigma/\bar{x}$ = 0,6; Советское, $\bar{x}$ = 841 г/т при $\sigma/\bar{x}$ = 0,6; вольфрамоворудных — Кти-Тебердинское, $\bar{x}$ = 899 г/т при $\sigma/\bar{x}$ = 0,2). Кварц остальных рудных формаций (золотокварцевой, золотосульфидно-кварцевой, грейзеновых, олово- и вольфрамово-рудных, редкометалльных пегматитов, флюоритовых) содержит 300–780 г/т калия при $\sigma/\bar{x}$ = 0,3–1,0.

Валовые средние содержания натрия в кварце независимо от рудно-формационной принадлежности месторождений варьируют в пределах 215–748 г/т при $\sigma/\bar{x}$ = 0,04–3,4.

По содержанию Li в *монофракциях* четко выделяются две группы кварца. В первую, со средним содержанием Li от 55 до 93 г/т, попадают месторождения переходной к малоглубинной золотокварцевой формации ($\bar{x}$ = 93 г/т, $\sigma/\bar{x}$ = = 0,4), редкометалльных пегматитов (72 г/т, $\sigma/\bar{x}$ = 1,0) и малоглубинной сульфидно-кварцево-флюоритовой формации ($\bar{x}$ = 55 г/т, $\sigma/\bar{x}$ = 0,8); во вторую — все остальные золоторудные, молибденово-рудные и шеелитсодержащие формации ($\bar{x}$ < 20 г/т, $\sigma/\bar{x}$ = 0,4–1,8). Обособляется по этому признаку кварц золоторудных месторождений различных глубин. Для глубинных и переходных к ним типичен кварц с $\bar{x}$ < 2 г/т, а для среднеглубинных 20 > $\bar{x}$ > 2 г/т.

Концентрации Rb в монофракциях кварца редко достигают величин >2,0 г/т. Исключение составляет кварц редкометалльных пегматитов и оловоносных гранитов и связанных с ними жил, что отмечалось О.Д. Ставровым. Примесь Rb в кварце этих объектов связана с их концентрациями в ГЖВ, информативность состава которых о рудоносности гранитоидов впервые была показана Е.И. Доломановой, а затем обоснована Ф.Г. Рейфом.

Цезий в монофракциях кварца обычно находится за пределами чувствительности анализа. Кварц, в котором концентрации достигают 9–13 г/т, характеризует пегматиты, содержащие поллуцит либо цезиеносные полевые шпаты и слюды, либо кварцевые жилы МЗСФ.

Другие *литофильные* элементы, в частности Be, Sn, W, Nb, Ta, Ga, Ge, концентрируются в *монофракциях* кварца избирательно. Бериллий является типоморфным элементом кварца редкометалльных пегматитов и грейзенов ($\bar{x}$ = = 14 г/т, $\sigma/\bar{x}$ = 4,3); в кварце других месторождений среднее содержание его, как правило, не превышает 2,2 г/т. Ниобий за редким исключением не обнаружива-

ется в кварце в концентрациях более 5 г/т. Последние типичны для танталоносных пегматитов. Стронций — типоморфный элемент кварца редкометалльных пегматитов и собственно оловорудных месторождений ($\bar{x} > 13$ г/т, $\sigma/\bar{x} \geq 4{,}8$), верхних частей золотосульфосольно-сульфидно-кварцевых месторождений, обогащенных оловом ($\bar{x} = 10–13$ г/т, $\sigma/\bar{x} = 1{,}4–2{,}0$). Молибден типоморфен для кварца собственно молибденовых и золотомолибденовых месторождений золотомолибденит-сульфидно-кварцевой формации ($\bar{x} \geq 6$ г/т, $\sigma/\bar{x} \geq 1{,}3$). Большие содержания W в кварце (>5 г/т при $\sigma/\bar{x} > 2{,}5$) типичны только для собственно вольфрамовых месторождений и золоторудных золотосульфидно-кварцевой формации средних глубин.

Концентрации Ge в кварце изменяются в узких пределах — $\bar{x} = 1–5$ г/т, $\sigma/\bar{x} = 0{,}4–1{,}5$, за исключением кварца редкометалльных пегматитов ($\bar{x} \geq 6$, $\sigma/\bar{x} \geq 1{,}5$).

Халькофильные элементы в большинстве присутствуют в кварце в количествах, соизмеримых с кларками. Однако для кварца некоторых рудных формаций наблюдаются аномально повышенные их концентрации. Серебро за редким исключением образует в кварце рудных месторождений концентрации более 0,05 г/т. При этом для месторождений среднеглубинных золотосульфидно-кварцевых, золотокварцево-сульфидных, сульфид-хлоритово-касситеритовых, серебряно-олово-полиметаллических формаций типоморфным является $\bar{x} \geq 0{,}4$ г/т при $\sigma/\bar{x} \geq 1$. Золото в кварце рудных месторождений содержится обычно в концентрациях >0,01 г/т; для золоторудных месторождений нижний предел находится на уровне $\bar{x} \geq 0{,}05$ г/т, $\sigma/\bar{x} > 0{,}9$, верхний — $\bar{x} = 4$ г/т, $\sigma/\bar{x} = 3{,}2$. Формы нахождения Au и Ag в кварце, как нами уже было показано, зависят от их концентраций и дефектности кварца. В процессе эволюционной самоорганизации кварцевых индивидов и агрегатов они выполняют роль компонентов электронно-дырочных центров в качестве компенсаторов зарядов при гетеровалентном изоморфизме либо выступают как примеси в структурных и дефект-каналах вне связи с ЭДЦ, в местах дислокаций, либо образуют собственные минеральные фазы в виде микровыделений на границах зерен или в микротрещинках. Медь в кварце является сквозным элементом. Независимо от рудно-формационной принадлежности концентрации ее значимо не различаются ($81 \geq \bar{x} \geq 4$ г/т , $2{,}1 > \sigma/\bar{x} > 0{,}5$). Концентрации Zn не являются типоморфными ($x < 10 \div 190$ г/т, $2{,}4 > \sigma/\bar{x} > 0{,}3$), но содержания его в кварце золото-, оловорудных сульфидно-касситеритовой формации и полиметаллических месторождений характеризуются $\bar{x} \geq 10$ г/т при $\sigma/\bar{x} > 0{,}3$. Свинец не обнаруживает статистически значимых различий концентраций в кварце. Однако в пределах рядов золото- и оловорудных формаций по низким значениям концентраций Pb в кварце (10 г/т $\geq \bar{x} \geq 3$ г/т при $2{,}2 \geq \sigma/\bar{x} > 0{,}4$) малосульфидная золотокварцевая и кварц-касситеритовая формации отличимы от золотокварцево-сульфидной и сульфид-касситерит-хлоритово-кварцевого и олово-полиметаллического минеральных типов касситерит-кварцевой формации (414 г/т $\geq \bar{x} \geq 17$ г/т при $1{,}8 \geq \sigma/\bar{x} \geq 1{,}7$).

Элементы V группы Периодической системы — важные индикаторные компоненты рудных образований. Однако низкая чувствительность большинства применяемых в практике методов определения их содержаний (As, Sb)

снижает возможности использования данных об их концентрации в кварце. Кроме того, как принято считать, они образуют в кварце лишь неструктурные примеси, практически высвобождающиеся при подготовке монофракций. Правда, В.С. Балицким и др. [1996] установлен факт вхождения в структуру кварца фосфора, что позволяет предполагать возможность в нем мышьяковых, сурьмяных и висмутовых примесных центров или радикалов. Типоморфны для кварца среднеглубинных месторождений золотосульфидно-кварцевой, золотокварцево-сульфидной, золотошеелитово-сульфидно-силикатной, касситеритово-силикатной формаций содержания As >200 г/т ($422 \geq \bar{x} \geq 200$ г/т, $\sigma/\bar{x} = 0{,}6 - 2{,}0$). Висмут характерен для кварца среднеглубинных и переходных к глубинным золоторудных месторождений, месторождений W грейзеновой формации. Пределы вариаций его концентраций: $117 \geq \bar{x} \geq 0{,}6$ г/т, $2{,}9 \geq \sigma/\bar{x} \geq 0{,}3$. В кварце месторождений других формаций Bi редко образует концентрации более 1 г/т. Сурьма обнаруживается в значимых концентрациях только в обогащенных ею генерациях кварца, развитых в верхних частях некоторых месторождений золотокварцево-сульфидной (Сарылахское, Верхнеалиинское, Итакинское), флюорит-ртутно-сурьмяной (Хайдарканское) и малоглубинной золотосеребряной (Тасеевское) формаций.

По указанным выше причинам содержания рудных элементов-примесей в монофракциях кварца не отражают в полной мере пределы их вариаций для месторождений различных рудных формаций. Распределение содержаний Au, Ag, Cu, Pb, Zn, Mo, W, Bi, As, Sb в *жильном кварце* важнейших рудных формаций показано на рис. 53.

Золото по среднему содержанию ($\bar{x}$) Au и стандартному отклонению жильный кварц всех изученных формаций подразделяется на три группы: золоторудных формаций ($\bar{x} > 0{,}2$ г/т при $\sigma/\bar{x} > 1$, верхние надрудные части, $\bar{x} > 4{,}7$ г/т при $\sigma/\bar{x} \geq 1$, уровень промышленного оруденения), переходных к золоторудным — золотомолибденовых, золотополиметаллических и золотофлюоритовых месторождений ($0{,}1 \leq \bar{x} \leq 0{,}2$ г/т при $\sigma/\bar{x} > 1{,}0$), всех остальных ($\bar{x} < 0{,}1$ г/т при $\sigma/\bar{x} < 1{,}0$).

Серебро. Представляет собой типичный элемент жильного кварца золоторудных и полиметаллических месторождений, но концентрации его широко варьируют. Они максимальны в жильном кварце малоглубинных золотосеребряных, переходных к ним среднеглубинных (Малеевское, верхние части Нежданинского, Токурское), верхних частей оловорудных сульфидно-касситеритовой формации (Бегел-Хая, Хапчерангинское и др.), серебряно-полиметаллических (Садонское), серебро-сульфосольно-касситерит-сульфидно- кварцево-карбонатных (Мунгун-Ундур) месторождений. Среднее содержание Ag в жильном кварце этих формаций во всех случаях более 10 г/т при $\sigma/\bar{x} > 1$. При этом в жильном кварце полиметаллических, серебряно-полиметаллических и оловорудных месторождений наряду с Ag ($\bar{x} > 100$ г/т) присутствуют соответственно Cd ($\bar{x} > 100$ г/т) и Sn ($\bar{x} < 100$ г/т). Для жильного кварца золоторудных месторождений золотокварцево-сульфидной формации типичны меньшие концентрации Au ($\bar{x} < 100$ г/т при $\sigma/\bar{x} > 1$), но в отличие от золотосеребряных — высокие концентрации Pb ($\bar{x} > 200$ г/т) и As. В жильном кварце месторождений W грейзеновой формации Ag также концентрируется в количествах, соизмеримых с содержанием его в зо-

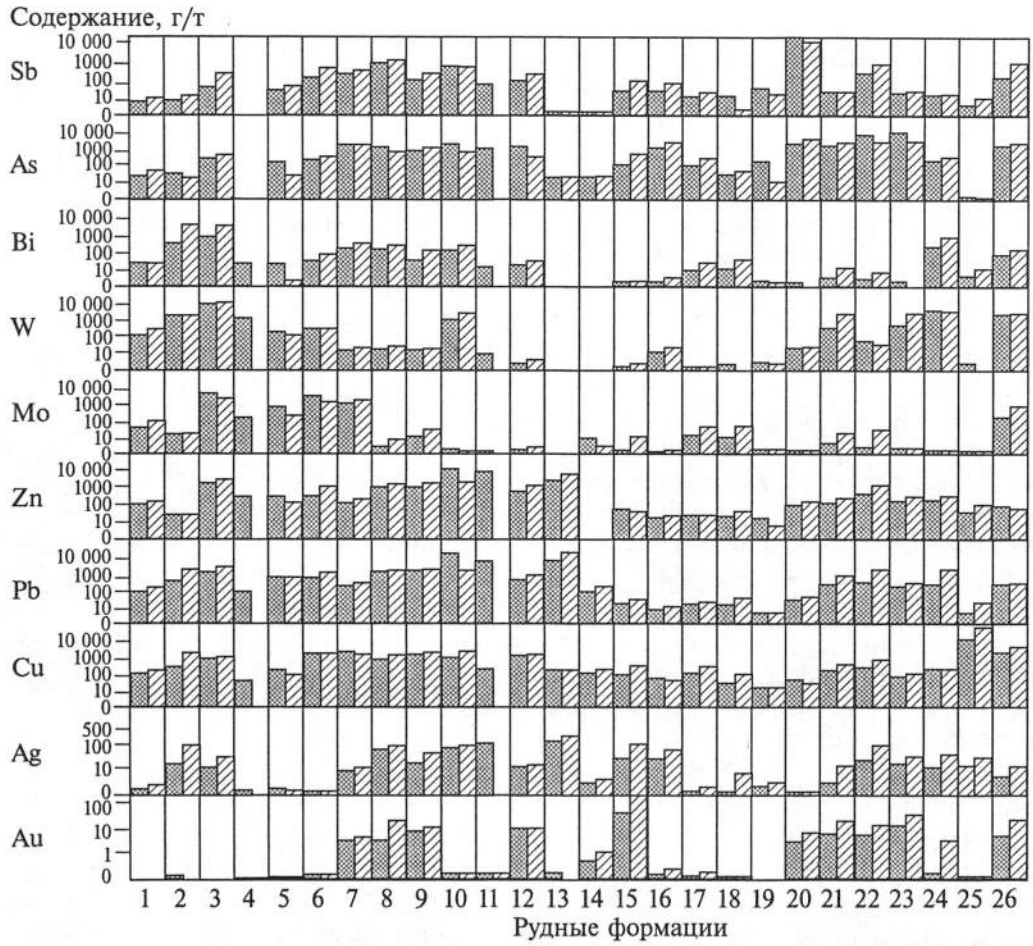


Рис. 53. Пределы вариаций содержаний ($\bar{x}$ и σ) элементов-примесей в жильном кварце месторождений различных формаций.

1 — пегматитовая; 2–4 — грейзеновая: кварцево-вольфрамитовая (2), кварцево-касситеритовая (3), кварц-берилл-молибденово-вольфрамовая (4); 5, 6 — молибден-вольфрамовая: переходная от грейзеновой (5) к медно-молибденово-порфировой и золотомолибденово-кварцевой (6); 7–11, 26 — среднеглубинная: золотосульфидно-кварцевая с молибденитом (7), золотосульфидно-кварцевая (8), золотокварцево-сульфидная (9, 26, магнетитовый тип), кварцево-полиметаллическая (10, 11), 12, 13 — переходная к малоглубинной: золотосульфидно-кварцевая (12), золоторедкометалльно-адулярово-кварцево-серебряная (13); 14–17, 19 — малоглубинная: золотосеребряно-кварцевая (14–16), золотофлюоритово-кварцевая (17), флюоритово-кварцевая (19); 18 — халцедоновидный кварц поздних генераций среднеглубинных месторождений всех формаций; 20–23 — золоторудные формации в черносланцевых и других метаморфических породах: среднеглубинная золотосульфидно-кварцевая (20), глубинная золотокварцевая (21), среднеглубинная золотокварцевая (22), переходная к малоглубинной золотокварцевая (23); 24 — шеелитово-сульфидно-силикатная; 25 — медистые песчаники.

лоторудных месторождениях, но в нем крайне низкие (<1 г/т) концентрации Au при высоких W. Содержания Ag 3 г/т и менее характерны для жильного кварца пегматитов, собственно молибденовых и кварцево-флюоритовых формаций.

Медь. Распространена в жильном кварце. Широкие вариации содержания типичны для всех рудных месторождений. Статистические характери-

стики концентраций в жильном кварце сами по себе, за исключением жил в медистых песчаниках, не могут быть типоморфными признаками его рудоносности.

Свинец и цинк. Статистические характеристики концентраций Pb и Zn широко варьируют ($\bar{x}$ = 1 – 4239 г/т), контрастно не различаются при сопоставлении жильного кварца месторождений Au, W, Mo, Sn. Можно лишь отметить, что максимальные концентрации Pb и Zn типичны для собственно свинцово-цинковых, а в ассоциации с Au — для месторождений золотокварцево-сульфидной формации (отдельные жилы Верхнеалиинского, Степнякского, Дарасунского, Уконикского, Березовского и др.).

Элементы V группы Периодической системы в жильном кварце образуют контрастные концентрации.

Висмут. Не типичен для жильного кварца месторождений мало-, среднеглубинной и глубинной малосульфидных золотокварцевых формаций ($\bar{x}$ < 4 г/т при $\sigma/\bar{x}$ – 2,0). Высокие содержания Bi типичны для жильного кварца большинства месторождений золотосульфидно-кварцевой и золотокварцево-сульфидной формаций ($32 \le \bar{x} \le 1410$ г/т при $65 \le \sigma \le 2260$). Но подобные же содержания в присутствии Sn и W типичны для жильного кварца месторождений Sn и W грейзеновой формации ($416 \le \bar{x} \le 1055$ г/т при $1176 \le \sigma \le 1512$). Низкие содержания Bi ($\bar{x}$ = 3–20 г/т) в жильном кварце типичны для золотомолибденовых и собственно молибденовых месторождений. Поэтому сами по себе концентрации Bi в жильном кварце не могут выступать в качестве типохимических признаков, но в комплексе с данными о статистических характеристиках содержания Au, W, Mo являются составными частями комплексных типохимических признаков, позволяющих их использовать в качестве критериев для рудно-формационного анализа и поисков.

Мышьяк. Относится к наиболее широко распространенным элементам в жильном кварце золоторудных месторождений, концентрации его высоки (см. рис. 53) и варьируют очень широко: среднее содержание в жильном кварце большинства месторождений более 100 г/т, за исключением безмышьяковых золоторудных (Березовское, Ирокиндинское, Коммунаровское, Саралинское и др.), а также безрудного кварца, жильного кварца хрусталеносных жил, пегматитов. В целом для золоторудных месторождений среднеглубинных формаций среднее содержание As в жильном кварце более 600 г/т при $962 \le \sigma \le 7540$. Высокие содержания As характерны для шеелитовых месторождений W, переходных к золоторудным (Кти-Тебердинское, Пешковское), и золотошеелитовых (Казаковское, Мурунтау, Мютенбай, Новинка), $\bar{x}$ = 1200–4722 г/т при σ = 2120–4374, $\sigma/\bar{x} > 1{,}2$, а низкие — для золотомолибденовых и переходных к ним ($\bar{x}$ < 300 г/т при $\sigma/\bar{x} < 1$), а также вольфрамовых грейзеновой формации с максимальным для них значением $\bar{x}$ около 470 г/т при $\sigma/\bar{x} \approx 1{,}2$.

Из изложенного видно, что пределы вариаций статистических характеристик концентраций As в жильном кварце не могут быть использованы сами по себе как типоморфные признаки и основа для разработки поисково-оценочных критериев определенного вида оруденения. Тем не менее при анализе распределения Mo и As в жильном кварце золоторудных месторождений с молибденитом, золотомолибденовых месторождений среднеглубинных формаций, шеелит-арсе-

нопиритовых, собственно молибденовых и вольфрамовых грейзеновой формации установлено (рис. 54), что пределы их содержаний могут быть использованы для отличий собственно молибденовых месторождений от молибденсодержащих золоторудных золотосульфидно-кварцевой и золотокварцево-сульфидной формаций. Кроме того, анализ полученных данных позволяет однозначно определить, что As, с одной стороны, и Mo с W в вольфрамите — с другой, являются антагонистами. Тем не менее, можно считать высокие ($\bar{x}$ > 500 г) содержания As в жильном кварце типохимическим признаком базальтоидного магматизма, имеющего мантийную или мантийно-коровую природу, а низкие ($\bar{x}$ < 500 г/т при σ/x < 1) — корового гранитоидного магматизма.

Сурьма. Образует минимальные концентрации в жильном кварце месторождений золотокварцевой формации, где $\bar{x}$ составляет <24 г/т при σ/x < 1,5, а также месторождений только Mo и W ($\bar{x}$ < 20 г/т при σ/x < 1). Максимальны ее концентрации в жильном кварце собственно сурьмяных, сурьмяно-ртутных и золотосурьмяных месторождений ($\bar{x}$ > 1000 г/т при $\sigma/\bar{x}$ > 1,5), а также золотосульфидно-кварцевой и золотокварцево-сульфидной формаций ($\bar{x}$ ≥ 40 г/т при $\sigma/\bar{x}$ ≥ 1,5). Обогащенность Sb жильного кварца месторождений других формаций — типоморфный признак геохимической специализации региона или провинции.

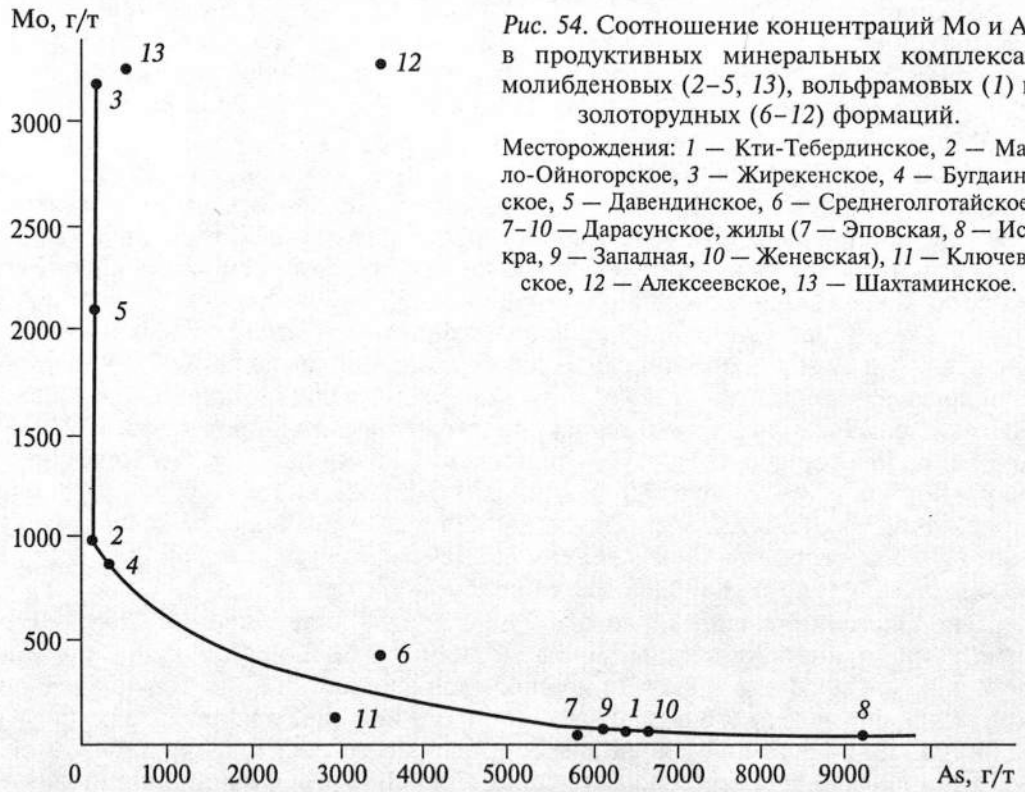


Рис. 54. Соотношение концентраций Mo и As в продуктивных минеральных комплексах молибденовых (*2–5*, *13*), вольфрамовых (*1*) и золоторудных (*6–12*) формаций.

Месторождения: *1* — Кти-Тебердинское, *2* — Мало-Ойногорское, *3* — Жирекенское, *4* — Бугдаинское, *5* — Давендинское, *6* — Среднеголготайское, *7–10* — Дарасунское, жилы (*7* — Эповская, *8* — Искра, *9* — Западная, *10* — Женевская), *11* — Ключевское, *12* — Алексеевское, *13* — Шахтаминское.

Олово. Статистические характеристики концентраций Sn, одного из литофильных элементов, различаются для жильного кварца определенных формационных групп рудных месторождений. Невысокие концентрации ($\bar{x} < 41$ г/т при $\sigma/\bar{x} \approx 1$) типичны для месторождений малосульфидной золотокварцевой, золотосульфидно-кварцевой и золотокварцево-сульфидной формаций. Исключение составляют рудные тела золотокварцево-сульфидной формации с широким развитием сульфосолей Sn ($\bar{x} \leq 280$ г/т при $\sigma/\bar{x} < 1$). В жильном кварце собственных месторождений Mo и W негрейзеновых формаций Sn не накапливается и его содержания находятся на уровне, близком к таковому золоторудных. Это же относится и к кварцу неоловоносных пегматитов. Существенно более высокие ($\bar{x} \geq 100$ г/т при $\sigma/\bar{x} > 1$) содержания Sn в жильном кварце собственно оловорудных формаций.

Молибден. По статистическим характеристикам концентраций Mo контрастно различаются собственно золоторудные месторождения ($\bar{x} \leq 50$ г/т при $\sigma/\bar{x} \leq 2$), с совмещенной золотой и молибденовой минерализацией ($\bar{x} > 400$ г/т при $\sigma/\bar{x} > 2$) и собственно молибденовые ($\bar{x} > 800$ г/т при $\sigma/\bar{x} > 2$). Следовательно, статистические характеристики концентрации Mo в жильном кварце в совокупности с критическими величинами содержаний Au, Ag, As, W и Cu могут быть использованы в качестве типохимического признака их различий.

Вольфрам. Накапливается в жильном кварце золотошеелитовых ($\bar{x} < 1200$ г/т при $\sigma/\bar{x} > 2$) и собственно вольфрамовых месторождений грейзеновой формации ($\bar{x} > 1200$ г/т при $\sigma/\bar{x} > 2$) и шеелит-арсенопиритово-силикатной ($\bar{x} > 1200$ г/т при $\sigma/\bar{x} > 1$). При этом низкие ($\bar{x} < 500$ г/т) содержания As наряду с W являются типоморфным признаком грейзеновой формации, а высокие — шеелит-арсенопиритово-силикатной.

Приведенные выше данные позволяют определить, что пределы вариации состава жильного кварца на различных уровнях его организации (индивиды, агрегаты и группы индивидов, жилы и др.) являются типохимическими признаками условий образования и рудно-формационной принадлежности рудоносных кварцевых жил.

2.5.2. Типоморфизм физических свойств

К физическим свойствам кварца, связанным с условиями его образования и состава, относятся морфология кристаллов, строение индивидов и агрегатов, электропроводность, разрешенность ИК-спектров, физические параметры фазовых переходов II рода, люминесценция и др. Особенности строения индивидов и агрегатов уже рассмотрены.

2.5.2.1. Электрические свойства

Диэлектрическая проницаемость. Кварц относится к типичным диэлектрикам. Однако ДП природного кварца варьирует в пределах 4,40–6,0 в зависимости от меры его дефектности. Наиболее широкие, устойчивые и контрастные вариации ДП кварца получены при ее измерении на разных частотах (100 кГц — 100 МГц). На частотных спектрах ДП большинства измеренных образцов наблюдается максимум ДП на частоте 1,0 МГц. Исключение состав-

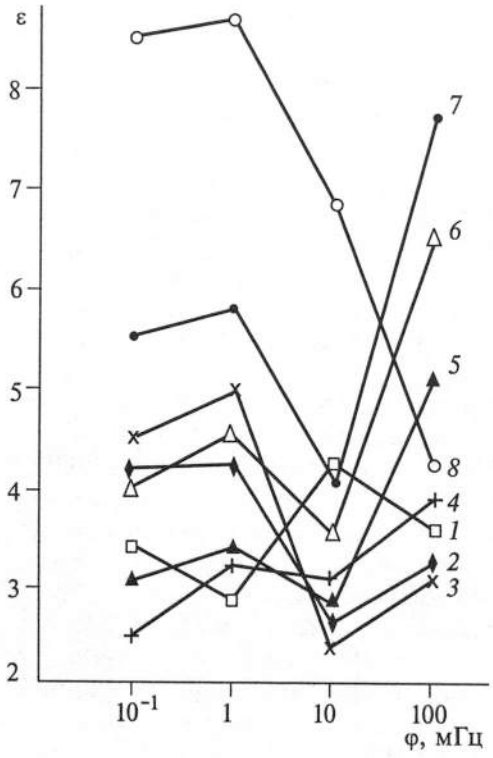


Рис. 55. Частотная зависимость диэлектрической проницаемости кварца месторождений различных генетических типов и рудных формаций.

1 — граниты; *2* — пегматиты; *3* — грейзены вольфрамовой и касситерит-силикатной формаций; *4* — глубинные и среднеглубинные золото-кварцевой формации; *5* — среднеглубинная золотосульфидно-кварцевая; *6* — переходные от среднеглубинных к малоглубинным золотосеребряным; *7* — малоглубинная золотосеребряная, золотосеребряно-теллуридный тип; *8* — малоглубинная золотосеребряная.

ляет кварц гранитов. Среди последних выделяются две группы, в одной из которых максимум ДП на частоте 1,0 МГц присутствует, а во второй его нет. Величина этого максимума возрастает от ранних генераций кварца к поздним, коррелируя с содержанием примесных дефектов, от верхних частей жил к нижним [Исследования..., 1973; Юргенсон, 1984б], а также в ряду формаций разных глубин — от гранитов до месторождений МЗСФ (рис. 55). Существуют корреляционные связи между величиной меры СКС и ДП кварца. В выборке из 165 образцов установлена корреляция (r = 0,73 при уровне значимости 2,1) между содержанием Li в кварце и tgδ [Юргенсон, 1984б]. В.В. Букановым [1974] для кристаллов месторождения горного хрусталя Полярного Урала получена зависимость между величиной ДП (ε) и суммой атомов примесей (ΣN_i), которая выражается уравнением $\varepsilon = 4{,}639 - 0{,}000021\ \Sigma N_i$ (±0,016). Изменение величины ДП с глубиной выявляет субконцентрическую симметрично-асимметричную зональность. Один из примеров ее (Среднеголготайское месторождение) представлен в табл. 15.

Подобная же зависимость установлена для кварца Многовершинного месторождения. Отчетливо проявляется различие частотной зависимости ДП для кварца разной золотоносности (рис. 56).

Электропроводность кварца. Несмотря на кажущуюся аномальность для этого минерала, электропроводность при нагревании также является важным его типоморфным признаком. Изучение ее изменений в широком температурном диапазоне в комплексе со съемкой ИКС и определением объема выделяющейся воды, углекислого газа и азота позволило определить, что ти-

Таблица 15

Изменчивость диэлектрической проницаемости жильного кварца с глубиной

Относительная отметка, м	Число проб	Диэлектрическая проницаемость, МГц		
		10^{-2}	10	100
1020–975	2	2,22	2,97	3,45
750–725	4	2,70	1,65	2,72
706–702	11	3,00	2,71	3,34
686–672	3	3,38	4,72	3,97
555	6	3,39	4,06	5,94

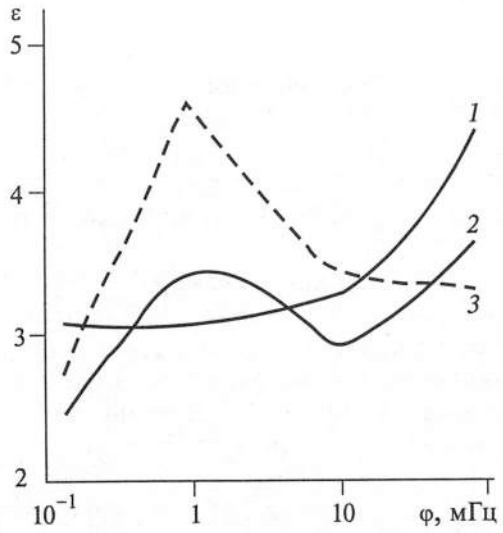


Рис. 56. Частотная зависимость диэлектрической проницаемости кварца различной золотоносности.

1 — слабозолотоносный; *2* — с высоким содержанием Au; 3 — безрудный, из гранита.

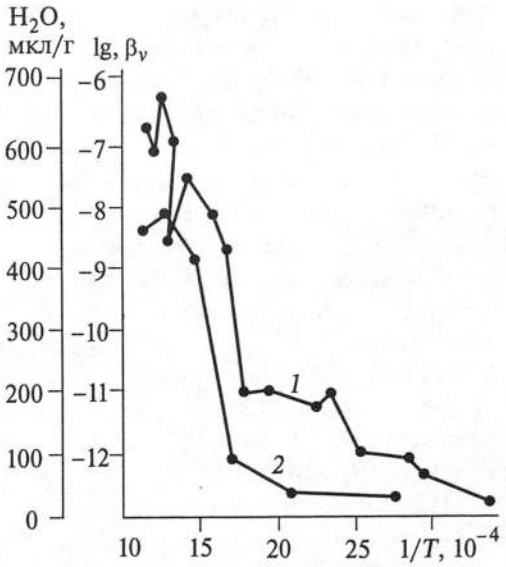


Рис. 57. Температурные зависимости электропроводности кварца (*1*) и количества воды (*2*), выделившейся при нагревании.

поморфным признаком кварца являются кривые изменения $\log \sigma_v = f\ (1/T)$, где σ_v — удельная проводимость, T — температура, K (рис. 57). Измерения проводились в вакуумной системе в температурном диапазоне 20–700 °C. Наиболее резкие изменения проводимости наблюдаются в интервалах температур: вблизи 120 °C, 250–290, 300–420, 530–600 °C. В интервале 100–150 °C изменение связано с выходом абсорбированной и поровой влаги межзернового пространства, что фиксируется уменьшением интенсивности широкой полосы на ИК-спектре в области 3450 см. Изменение в интервале 260–420 °C обусловлено миграцией носителей зарядов в связи с разрывом ГЖВ. На кривых $\log \sigma_v = f\ (1/T)$ пластин кварца, особенно из ритмично-слоистых агрегатов, в указанном диапазоне отмечаются два резких перегиба — при 250–290 и 370–420 °C, соответствующих, вероятно, разрушению остатков силанольных (370–400 °C) и силоксанных (260–290 °C) связей. Образование первых наиболее интенсивно в околокритической области воды, когда возрастает кристаллизация кремнезема вследствие гетерогенизации водосиликатной системы, а во-вторых — в условиях спонтанной полимеризации кремнекислот с силоксанными связями.

Высокотемпературная область резких изменений электропроводности при 530–600 °C связана с зарядоносителями, мигрирующими вследствие разрушения субмикроскопических ГЖВ и разрыва связей при развороте орбиталей в процессе α-β-перехода. Электропроводность жильного кварца варьирует, как и ДП, и tgδ, в зависимости от условий его образования. При 20 °C различия в электропроводности последовательно образованных агрегатов (от полосчатых до гребенчатых, Балейское рудное поле) составляют более чем в 300 раз, при 377 °C — в 3 раза и при 573 °C — примерно в 9 раз; для среднеглубинных при

20 °С — в 20 раз [Юргенсон, Перевертаев, 1976]. Как величина удельной проводимости, так и кривые $\log \sigma_v = f\ (T^{-1})$ являются типоморфными признаками условий образования кварца: средняя температура интенсивного возрастания электропроводности возрастает с глубиной (от 280 до 310 °С на интервале глубин 280 м). Удельная электропроводность на этом интервале глубин при 400 и 600 °С уменьшается в целом более чем вдвое, обнаруживая тенденцию к асимметрично-симметричной зональности. Аномалии ДП и электропроводности кварца имеют примесную природу.

Величина пьезомодуля. Пьезомодуль кварца оловорудных (данные Е.И. Доломановой и А.Б. Успенской) и золоторудных и оловорудных (данные О.И. Широкого, Е.В. Смеховой и др.) месторождений варьирует в зависимости от принадлежности месторождения к определенной рудной формации и увязывается с величинами СКС (табл. 16). Минимальные значения этой величины среди образцов кварца оловорудных месторождений имеют поздние гребенчатые агрегаты [Широкий, 1986].

Пьезомодули кварца золоторудных месторождений возрастают в ряду формаций от малоглубинных к глубинным. Эти особенности находятся в соответствии с представлениями о возрастании совершенства кристаллического строения, об увеличении размеров индивидов и упорядоченности их распределения в минеральных агрегатах. Последнее видно из табл. 16, где показано однонаправленное возрастание с глубиной пьезомодуля и СКС одних и тех же образцов.

Величина пьезомодуля увеличивается с глубиной и в пределах кварцевых жил отдельных месторождений [Юргенсон, 1984б].

Таблица 16

Изменчивость пьезомодуля и СКС агрегатов кварца месторождений различных рудных формаций

Рудная формация, стадия минерализации	Пьезомодуль			СКС			Единицы измерения пьезомодуля
	n	$\bar{x}$	Размах	n	$\bar{x}$	Размах	
Касситерит-полевошпатово-кварцевая, первая стадия			5,5–3,8				Процент от пьезомодуля x-среза эталона кварца
Касситерит-кварцевая, первая стадия			5–53,6				То же
Гребенчатый безрудный кварц тех же формаций			1,5–2				»
Глубинная золотокварцевая	1	171,60		26	89	73–99	$n \cdot 10^{-15}$ (ед. СИ)
Среднеглубинная:							
переходная к глубинным золотосульфидно-кварцевая	15	116,00	28,3–255,09	11	84	64–99	То же
типичная среднеглубинная золотокварцевая убогосульфидная	55	38,28	3,3–173,25	12	73	44–83	»
менее глубинная золотокварцевая	22	11,55	3,96–29,04	12	72	47–93	»
Малоглубинная золотосеребряная	45	0,83	0,66–4,62	57	34,0	28–52	»

Величины пьезомодулей, как и характер пьезотекстур, будучи количественным отображением упорядоченности индивидов в мелкозернистых или кристаллически-зернистых агрегатах, являются важными типоморфными и поисковыми признаками рудоносности кварца и могут быть основой для разработки критериев оценки кварцевых жил и их свалов.

2.5.2.2. ИК-спектры

ИК-спектры кварца имеют три важнейшие группы полос поглощения, характеризующиеся как колебания O–Si–O связей (465 и 515 $см^{-1}$, 700–800 $см^{-1}$, 1100 $см^{-1}$, деформационные колебания, 2120–2185 $см^{-1}$ и 2220–2270 $см^{-1}$, обертоны собственных колебаний, иногда используемые для оценки степени упорядоченности кварца), так и CO_2 (2360–2380 $см^{-1}$) и OH_x^--группировок (3200–3600 $см^{-1}$). Кроме того, на ИК-спектрах образцов сотового кварца ядер пегматитов и ранних генераций кварца оловорудных и вольфрамовых месторождений присутствуют слабые полосы 2098 — 2102 $см^{-1}$, 3638 — 3470 $см^{-1}$, характеризующие реликты β-кварца [Доломанова и др., 1976], что указывает на их образование при температурах выше 573 °С.

ИК-спектры кристаллов и зернистых агрегатов существенно различаются по степени разрешенности многих полос поглощения, прежде всего в области 3200–3600 $см^{-1}$. Это же относится и к спектрам различных частей кристаллов кварца. Обычно на слаборазрешенных спектрах оснований кристаллов наблюдались полосы 3340 $см^{-1}$ (OH-Al-связи), 3400 $см^{-1}$ (адсорбированные молекулы воды). ИК-спектры зоны призм всегда имеют полосы поглощения 3510–3490 $см^{-1}$ (молекулы воды в дефект-каналах и адсорбированные поверхностью микротрещин), 3395–3385 $см^{-1}$ (валентные и трансляционные колебания воды); 3330–3315 $см^{-1}$ (основные колебания молекулярной воды). ИК-спектры головок бесцветных кристаллов золоторудных месторождений характеризуются полосами поглощения 3505–3510 и 3380–3390 $см^{-1}$, обусловленными присутствием Li, а также полосами 3340 $см^{-1}$, связанными с примесью Al. Головки дымчатых кристаллов дают ИК-спектры с полосами 3200 $см^{-1}$ (обертоны или комбинационные колебания решетки), 3340 и 3384 $см^{-1}$ (OH-Al-связи) и 3400, 3450 и 3520 $см^{-1}$ (OH-Na-связи). ИК-спектры аметистов и аметистовидного кварца близповерхностных месторождений имеют полосы поглощения 3486, 3400 $см^{-1}$ (адсорбированные молекулы воды), 3395–3390 $см^{-1}$ (OH-Li-связи). На ИК-спектрах аметистов железорудных месторождений отмечаются полосы 3585, 3485, 3430, 3384 $см^{-1}$.

Как показано В.В. Букановым [1974], кристаллы кварца различного габитуса из хрусталеносных месторождений отличаются и по ИК-спектрам. Призматические дымчатые кристаллы и окрашивающийся в дымчатый цвет при облучении горный хрусталь имеют спектры со слабыми полосами 3200, 3300 и 3384 $см^{-1}$, из которых две первые обусловлены обертонами и комбинационными частотами собственных колебаний решетки, а последняя — дефектами, обусловленными примесью алюминия и щелочных металлов или протонами, ассоциирующим, с гидрооксидом. Спектры кристаллов тригонально-призматического габитуса дополняются полосами с частотами 3440, 3487, 3510 $см^{-1}$. Самые

интенсивные полосы 3384 и 3487 $см^{-1}$ связаны здесь соответственно с OH-Al- и OH-Li-дефектами. При облучении такие кристаллы становятся дымчато-цитриновыми. Не окрашивающиеся при облучении кристаллы имеют спектр с тремя полосами 3487, 3384 и 3200 $см^{-1}$, связанными с Al-OH и Li-OH-дефектами. Нередко отмечается также и полоса 3400 $см^{-1}$ в дублете с 3600 $см^{-1}$, обусловленная $OH\text{-}H^+$-связью. Интенсивности полос поглощения на спектрах радиационно устойчивых кристаллов невелики.

Максимальная интенсивность полос поглощения с частотой 3487 $см^{-1}$ характерна для участков кристаллов, сложенных пирамидами нарастания ромбоэдров. Отмечено увеличение интенсивности полос поглощения 3384–3395 $см^{-1}$ в приграненных и реберных частях зоны призмы, а также в участках пирамид роста граней с большей скоростью роста. Это наблюдение В.В. Буканова [1974] подтверждается на кристаллах кварца золоторудных месторождений. С этой же особенностью захвата примесей при быстром росте или образовании индивидов связаны и необычно большие интенсивности плохо разрешенных полос поглощения в области 3400 $см^{-1}$ на ИК-спектрах халцедонов.

Разрешенность полосы в области 3 мкм зависит от степени совершенства кристаллического строения различных частей сложных агрегатов: мелкозернистые их части имеют размытый спектр, а грубозернистые и друзовидные агрегаты — более разрешенный.

В табл. 17 показана зависимость интенсивности полос поглощения ИК-спектров отдельных частей ритмично-слоистых агрегатов кварца близповерхностного золотосеребряного месторождения от их структурно-текстурных особенностей и времени образования. Образец состоял из семи слоев, пачки которых (1′–3′ и 1–4) образованы в результате близкоодновременного встречного роста.

Полоса 3432 $см^{-1}$, характеризующая $Si—OH—OH_x$-связи, свойственные, как будет показано, только кварцу малоглубинных месторождений, имеет максимумы интенсивности на ИК-спектрах ранних (в каждом из ритмов, которых в пачке 1–4 имеется два) массивных агрегатов и минимумы — поздних тонкошестоватых. Это же относится и к интенсивности полос, характеризующих концентра-

Таблица 17

Изменчивость интенсивности полос поглощения на ИК-спектрах кварца ритмично-слоистого агрегата, отн. ед.

Номер слоя	Строение слоя	Полосы поглощения, $см^{-1}$				Направление нарастания слоев
		OH_x^- группы	CO_2	Обертоны собственных колебаний		
		3432	2356	2226	2125	
1′	Массивный	0,925	0,067	0,209	0,088	
2′	Массивный, микропластинчатый	0,917	0,064	0,221	0,094	
3′	Тонкошестоватый	0,901	0,058	0,222	0,094	
4	Тонкошестоватый	0,879	0,063	0,284	0,101	Поздний ритм
3	Массивный	0,952	0,066	0,200	0,090	
2	Тонкошестоватый, массивный	0,881	0,069	0,196	0,075	Ранний ритм
1	Массивно-слоистый	0, 921	0,075	0,169	0,066	

ции углекислоты. Интенсивности и четкость полос поглощения с частотами 2226 и 2125 $см^{-1}$, связанных с обертонами собственных колебаний решетки, в направлении нарастания слоев также возрастают, свидетельствуя о повышении степени совершенства структуры в поздних образованиях по сравнению с ранними.

В связи с тем, что концентрации примесей щелочей и алюминия, которые фиксируются появлением определенных полос поглощения на ИК-спектрах, являются показателями pH среды и скорости роста, форма и интенсивность ИК-спектров могут явиться типоморфными признаками условий образования кристаллов и зернистых агрегатов кварца.

На основе обработки ИК-спектров кварца 27 рудных полей и месторождений определено, что вариации частот полос поглощения в областях 2190–2270 и 2098–2180 $см^{-1}$ имеют пределы, позволяющие дифференцировать определенные генетические типы и рудные формации (рис. 58). В целом по возрастанию частот, особенно полос 2190–2270 $см^{-1}$, и глубин образования выделяются четыре группы формаций — пегматитовые (2190–2194 $см^{-1}$), грейзеновые (2223–2225 $см^{-1}$), среднеглубинные золоторудные (2242–2243 $см^{-1}$) и малоглубинные золотосеребряные (2245–2253 $см^{-1}$). В эту закономерность не вписываются рассматриваемые параметры ИК-спектров месторождения Но-

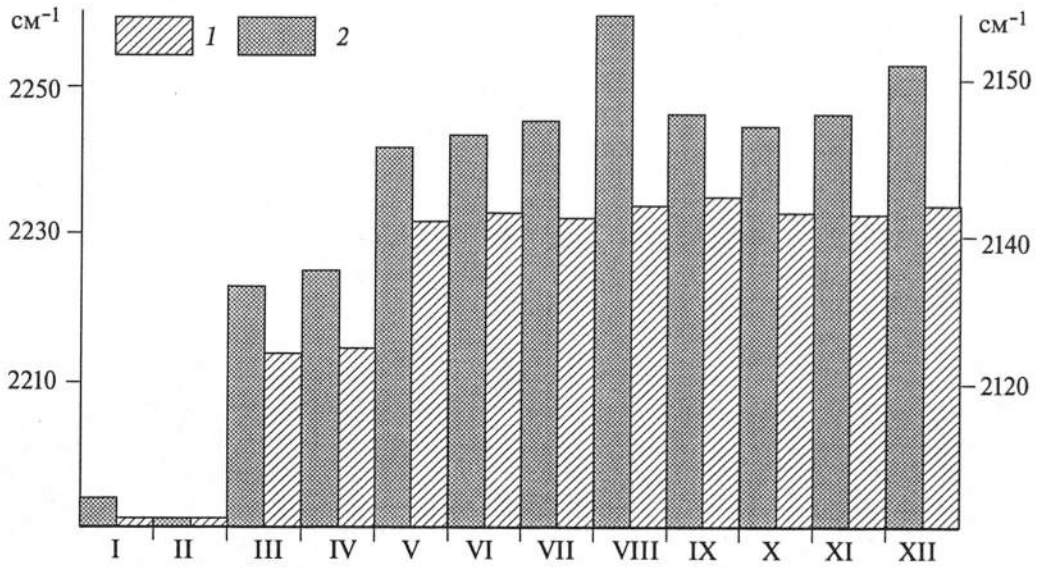


Рис. 58. Усредненные значения обертонов собственных колебаний решетки кварца из месторождений различных генетических типов и рудных формаций.

1, 2 — области частот: *1* — 2098–2180 $см^{-1}$, *2* — 2190–2270 $см^{-1}$. I, II — пегматиты: I — параморфоза α-кварца по β-кварцу (Волынь), II — α-кварц (Адун-Челон); III, IV — грейзены: III — касситерит-силикатной, IV — вольфрамовых формаций; V — гидротермальные месторождения, глубинные золото-сульфидно-кварцевые; VI — среднеглубинные, золотокварцевые убогосульфидные, VII — то же, жильные зоны и штокверки, VIII — золотокварц-сульфидно-актинолит-магнетитовые; IX–XII — малоглубинные: IX — переходные к малоглубинным золотосеребряным (Au/Ag < 0,1), X — наиболее глубинные из малоглубинных золотосеребряных сульфидно-адуляр-гидрослюдисто-кварцевые, XI — олово-золотосеребряные адуляр-кварцевые, XII — типичное золотосеребряное адуляр-каолинитово-кварцевое (Балейское рудное поле).

винка, где золото ассоциирует с магнетитом, что связано с особыми условиями его формирования, приведшими к низкой степени упорядоченности кварца. Эта закономерность свидетельствует о связи смещения полос поглощения кварца в длинноволновую область с уменьшением упорядоченности его структуры в близповерхностных месторождениях. В этом же ряду формаций происходит уменьшение меры упорядоченности примесной воды в кварце, на что указывает сравнение ИК-спектров (рис. 59). В ряду последовательно образованных частей жил от ранних генераций кварца к поздним возрастает интенсивность рассматриваемых полос поглощения [Исследования..., 1973; Юргенсон и др., 1974, 1978]. В этом же направлении возрастает разрешенность ИК-спектров в области 3200–3800 $см^{-1}$, что указывает на возрастание упорядоченности кварца в процессе формирования жил.

Таким образом, сравнительный анализ ИК-спектров жильного кварца, характеризующих разноглубинные формации и последовательно образованные части жил, свидетельствует о возрастании упорядоченности кварца с глубиной и от ранних генераций к поздним, что находит отражение в пределах вариаций численных значений параметров ИК-спектров и их разрешенности. Кроме того, пределы вариации частот определенных полос поглощения могут быть и дополнительными критериями при рудно-формационном анализе.

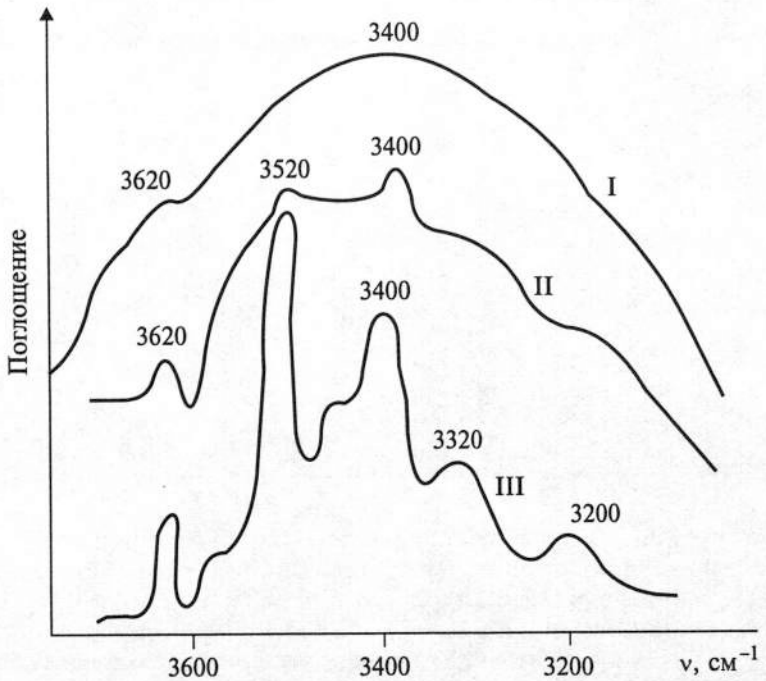


Рис. 59. Разрешенность ИК-спектров поглощения кварца различной степени кристалличности.

I — кварц балейского типа; II — поликристаллические агрегаты кварца среднеглубинных золоторудных и оловянно-вольфрамовых месторождений; III — монокристаллы из пегматитов и кварц-вольфрамитовых жил.

2.5.2.3. Параметры α-β-переходов в кварце как типоморфные признаки

Кремнезем, как известно, может существовать в природных условиях во многих полиморфных индификациях. Но подавляющее его количество имеет тригональную структуру α-кварца, которая при нагревании в условиях атмосферного давления в области 573 °С переходит в гексагональный β-кварц. Этот фазовый переход может происходить в одном и том же образце многократно при повторяющихся его нагревании и охлаждении. Е.В. Цинзерлинг [1961] указала на температурный диапазон α-β-перехода от 536 до 587,6 °С, т.е. почти 52°.

Специальные исследования сотового кварца из пегматитов Волыни, проведенные автором совместно с Е.И. Доломановой и др. [1976], показали, что он представляет собой параморфозу α-кварца по β-кварцу и характеризуется целым рядом специфических свойств, позволяющих однозначно относить такой кварц к формации гранитных пегматитов.

Изучен кварц с "сотовым" строением, представляющий собой параморфозу α-кварца по β-кварцу. Он слагает внутренние части кристаллов мориона различного размера, которые заполняют занорыши в пегматитовых телах Коростеньского плутона (Украина). По литературным данным [Ермаков, 1957; Павлишин, 1983; Чернышева, 1967], пегматитовые тела приурочены к зоне эндоконтакта массива, сложенного рапакивиобразными биотитово-роговообманковыми гранитами, среди которых наблюдаются участки основной массы с гранофировой и микропегматитовой структурой. Граниты обогащены дымчатым кварцем и обеднены темноцветными минералами и полевым шпатом. Сотовый кварц серый, водянопрозрачный. Сотовая структура свидетельствует о прошедшей инверсии при его быстром охлаждении [Доломанова и др., 1976], сопровождавшемся образованием сети трещин и полигональных участков в кварцевом ядре. В этих трещинах располагаются газовые и жидко-газовые включения с минералами-узниками. Обычно включения имеют близкую к равновесной форму негативного короткопризматического кристалла кварца; газ занимает в них 80 % объема, иногда выше. В более поздних залеченных трещинках включения разнообразны по форме и соотношению фаз.

После травления полированной поверхности сотового кварца плавиковой кислотой обнаруживаются двойники инверсии (рис. 60). В значительно более мелкозернистом кварце гранита, кварцевого порфира, жильного гидротермального высокотемпературного кварца сотовое строение и двойники инверсии, как правило, не видны. Отсутствие этих признаков можно объяснить более медленным и длительным охлаждением кварца [Долгов, 1965] или просто нечеткостью картины из-за малого размера зерен. Присутствие мелкокристаллического кварца, претерпевшего инверсию в массе жильного кварца, выявилось при изучении некоторых его физических свойств.

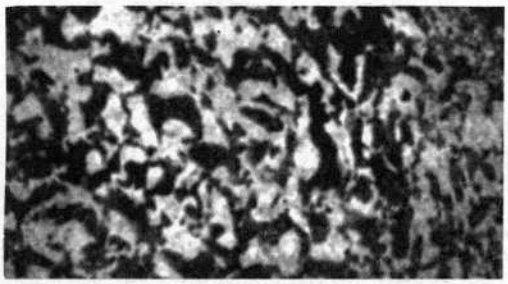


Рис. 60. Двойники инверсии в параморфозе α-кварца по β-кварцу. Увел. 4.

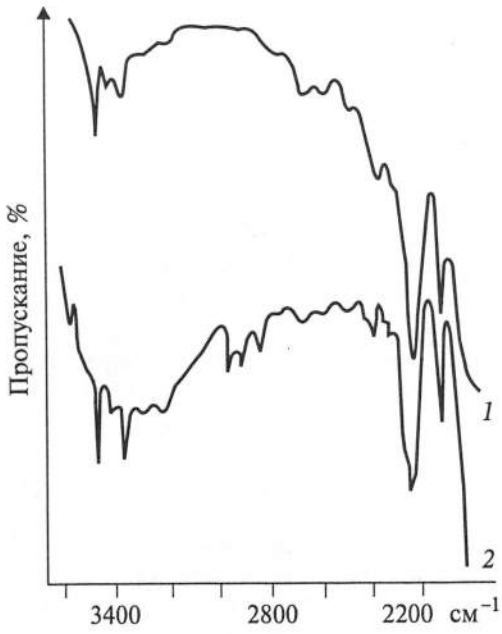


Рис. 61. ИК-спектры поглощения параморфозы α-кварца по β-кварцу при комнатной температуре (*1*) и при температуре ≈80 К (*2*).

Сотовый кварц отличается характером ИК-спектра в области 3800–2000 см$^{-1}$, в которой лежат полосы поглощения валентных колебаний молекул воды. Для него характерна слабая полоса поглощения в области 3600–3200 см$^{-1}$ с рядом узких четко проявленных максимумов (рис. 61). У параморфозы α-кварца по β-кварцу из гранитов и пегматитов, где сотовое строение отсутствует или выражено слабее, полоса поглощения имеет простую форму и сходна с ИК-спектром поглощения паров атмосферной воды. Интенсивность полосы поглощения в указанной области возрастает от кварцев магматического генезиса к гидротермальным и тем больше, чем ниже температура их образования. Несколько различаются ИК-спектры сотового кварца и в области собственных колебаний решетки (табл. 18).

Параморфоза α-кварца по β-кварцу с сотовым строением, по данным прецизионных рентгенометрических исследований, отличается от обычного α-кварца большей мозаичностью и тонким двойникованием (рис. 62). На лауэграммах, полученных при обратной съемке вдоль оси *c*, выявляется одинаково четкая ось симметрии шестого порядка, но интенсивности отдельных пятен существенно отличаются от интенсивностей аналогичных пятен на снимках α-кварца (рис. 63). Периоды *a* и *c* параморфозы кварца на срезах монокристаллов при очень совершенной геометрии съемки оказались соответственно равными: a_0 = 0,49127 нм, c_0 = 0,54045 нм (точность 0,00001–0,00002). Эти значения в пределах ошибок эксперимента не отличаются от таких же значений для α-кварца, т.е. β-кварц после инверсии и α-кварц по порошковым снимкам не

Таблица 18

Сравнение частот полос поглощения собственных колебаний решетки α-кварца и сотового кварца

Формационный тип кварца	Вариация частот полос поглощения, см$^{-1}$		Кол-во образцов
Сотовый кварц	2270–2250	2185–2135	1
Кристаллы α-кварца золоторудных жил	2245–2230	2145–2135	46
Кристаллы и крупнозернистые агрегаты из кварцево-вольфрамитовых жил	2241–2222	2130–2122	24
Жильный α-кварц оловорудных месторождений	2255–2245	2145–2120	6
Халцедон из миндалин в базальтах	2227–2226	2128–2127	2

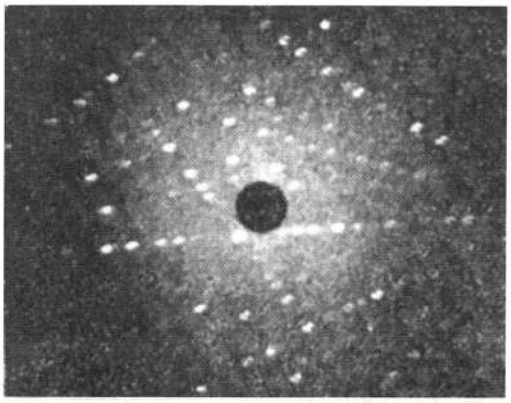


Рис. 62. Параморфоза α-кварца по β-кварцу, снятая по оси *a*, но несколько дезориентированная; видно раздвоение пятен, вызванное мозаичностью кристалла.

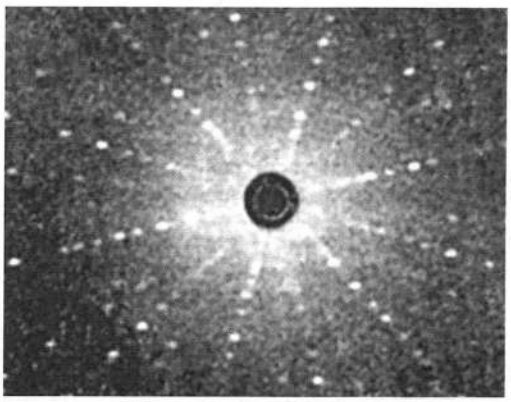


Рис. 63. α-кварц, ориентированный по *c*.

различимы, поскольку интенсивности начинают заметно отличаться лишь на отражениях с большими межплоскостными расстояниями (>10), а перераспределение интенсивности, вызванное ранее имевшим место изменением симметрии, не отражается на порошкограмме. Мозаичность структуры параморфозы α-кварца по β-кварцу и отсутствие воды (по ИК-спектрам) в нем позволяют определять присутствие этого кварца в сливных жильных мелкозернистых агрегатах [Доломанова и др., 1976].

Химический состав параморфозы α-кварца по β-кварцу с сотовым строением изучался разными методами. Примеси щелочей определены методом фотометрии пламени и количественным спектральным анализом. Табл. 19 показывает, что расхождения в определении щелочей разными методами довольно значительны. Это связано, по-видимому, не с особенностями методов, а с неравномерным распределением примесей в объеме образцов, что подтверждают результаты облучения тепловыми нейтронами и Co^{60}. Примеси алюминия и титана определены количественным спектральным анализом и ЭПР. Они равны соответственно для алюминия — 0,08 и 0,n% (Al^{3+}), а для титана — 0,01 и 0,0n% (Ti^{3+}). Эти данные достаточно близки и подтверждают то, что в данном случае весь алюминий и титан входят в кварц изоморфно.

Кроме того, в кварце обнаружен довольно большой спектр элементов-примесей, формы вхождения которых еще не вполне ясны. Эти элементы и их концентрации, определенные количественным спектральным анализом, приведены в табл. 20. Наименьшие концентрации (до 10 г/т) образуют элементы,

Таблица 19

Примеси некоторых щелочей в параморфозе α-кварца по β-кварцу

Метод	K_2O, %	K, ат. кол-ва	Na	
			%	ат. кол-ва
Фотометрия пламени	0,001	0,00002	Не обн.	—
Количественный спектральный анализ	Не обн.	—	0,2	0,0087

Таблица 20

Содержание элементов-примесей в параморфозе α-кварца по β-кварцу

Элемент	Мас.%, $n \cdot 10^{-4}$	Элемент	Мас.%, $n \cdot 10^{-4}$	Элемент	Мас.%, $n \cdot 10^{-4}$	Элемент	Мас.%, $n \cdot 10^{-4}$
Be	0,4	B	1,8	Zr	20	Mn	40
Ga	0,7	V	2	Sr	20	Mg	120
Cr	1	Pb	4	Ba	30	Fe	200
Ni	1	Zn	10	Cu	30	Ca	1000
Ge	1	Sn	15	F	40		

имеющие низкий кларк (B, Ga, Ge) и нехарактерные для гранитных пегматитов (Cr, Ni, V, Pb, Zn). Средние значения концентраций (15–40 г/т) имеют элементы, присущие кислым гранитоидам или пегматитам (Sn, Zr, F, Mn) и обычные для гранитоидов (Sr, Ba, Cu). Высокие концентрации (100–1000 г/т) присущи сквозным элементам, характерным для всех геологических формаций (Mg, Fe, Ca). Значительная часть обнаруженных элементов может находиться в жидко-газовых и газовых включениях. Состав газовой фазы в этих включениях определен М.М. Элинсон.

Состав газа, заключенного в вакуолях параморфозы α-кварца по β-кварцу при нормальной температуре, следующий:

Компонент	H_2	CO_2	$Na_2 + Ar$	H_2/CO_2	Удельная газонасыщенность, $см^3/кг$	Примечание
Содержание, %	54,5	18,2	27,3	3	44	CH_4 и O_2 — не обн.; H_2S — не опр.

Кроме того, определены количества CO_2, H_2O и N_2, выделившиеся из всего объема пробы кварца. Определение произведено при нагревании от 25 до 600 °С в вакууме. Проба закладывалась в кварцевый реактор, вакуумная система откачивалась до предельного давления $\approx 10^{-6}$ мм ртутного столба, реактор открывался электромагнитной системой и исследуемый образец нагревался со скоростью 50–60 град/мин. Определение количества выделившихся газов (рис. 64) и их идентификация произведены М.П. Ларионовым методом фракционной разгонки [Мецик и др., 1973]. Результаты проведенного эксперимента сведены в табл. 21.

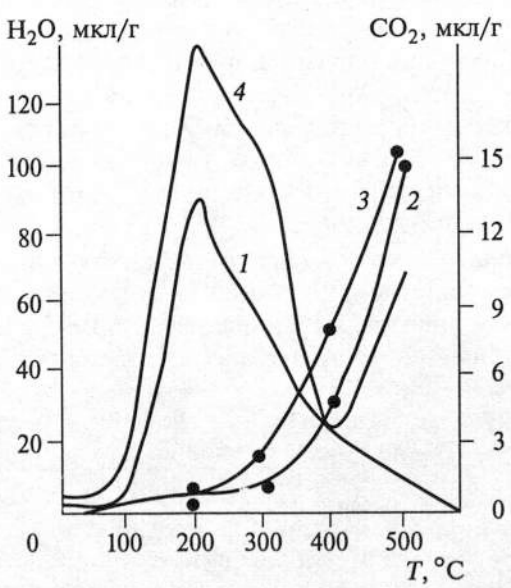


Рис. 64. Количественное соотношение выделения H_2O и CO_2 при нагревании параморфозы α-кварца по β-кварцу (*3*, *4*) и жильного α-кварца из золоторудного месторождения (*1*, *2*).
1, *4* — H_2O; *2*, *3* — CO_2.

Сравнение полученных данных, сведенных в табл. 21, указывает на неоднородность распределения газов в

различных участках параморфозы α-кварца по β-кварцу, которые находятся в газовых, жидко-газовых включениях и дефект-каналах кварца. Из табл. 21 видно, что наибольшее количество газа выделяется при высоких температурах (400–500°). Углекислота в составе газа играет главную роль.

Количество азота в кварце очень невелико. Что же касается воды, то ее количество весьма значительно. Главная масса выделяется в интервале 400–500° и, по-видимому, при более высоких температурах. Во всяком случае эксперименты с нагреванием кварца из некоторых пегматитов (Забайкалье) свидетельствуют о выходе OH_x-групп при α-β-переходе кварца в области температур 560–600°. Характер выделения воды при нагревании пробы чистого кристалла типичного α-кварца из друзовой полости в жиле одного из золоторудных месторождений отличается от выше рассмотренного (см. рис. 30). Кривая выделения воды из α-кварца имеет один максимум при 200 °С. Затем выделение воды постепенно уменьшается. Кривая же выделения воды из параморфозы по β-кварцу неуклонно воздымается до 200 °С, и уменьшается, имея резкий перегиб при 300–400 °С, отражающий начало растрескивания жидко-газовых включений при температуре, близкой к критической температуре воды.

Таблица 21

Состав газа, выделившегося при нагревании параморфозы α-кварца по β-кварцу в вакууме

T, °С	мкл/г		см³/кг
	CO_2	N_2	H_2O
100	0,34	0,08	0,42
200	0,34	0,08	5,10
300	2,64	0,55	5,32
400	8,5	0,72	33,2
Σ	11,82	1,43	44,40
500	15,7	1,28	102,00
Σ	27,52	2,71	146,04

Примечание. Общее количество газа 176,27 см³/кг.

На интервале 400–500 °С выделение воды резко возрастает до 500 °С и выше (см. рис. 65).

О том, что выделение жидкой фазы из параморфозы α-кварца по β-кварцу может продолжаться до 750 °С, свидетельствуют данные термогравиметрического анализа, проведенного в лаборатории ИГЕМ РАН Г.О. Пилояном (табл. 22). Из табл. 22 видно, что газоотделение при 530–620° также довольно существенно и сопровождает инверсию α-β-перехода. О выделении в это время водорода или воды свидетельствуют масс-спектрометрические исследования образца бледно-розового сливного кварца из пегматитового тела месторождения, в котором содержимое газово-жидких включений было удалено при температурах 250–400°. После этого в интервале температур 560–590 °С вновь зафиксировано выделение водорода, но в значительно меньших объемах.

Таблица 22

Данные термогравиметрического анализа параморфозы α-кварца по β-кварцу

T, °С	Потеря веса		Суммарная потеря веса	
	мг	%	мг	%
450–530	0,4	0,0090	1,0	0,0225
530–620	0,4	0,0090	—	—
730–750	0,2	0,0045	—	—

Примечание. Навеска 4427,2 мг.

При нагревании параморфоза α-кварца по β-кварцу претерпевает инверсию при температурах, которые приведены в табл. 23. В лаборатории ИГЕМ РАН нагревалась фракция кварца 1 ÷ 0,5 мм со скоростью 1,25 град/мин.

Температура α-β-перехода определялась с использованием двух репе-

Таблица 23

Параметры α-β-переходов параморфозы по β-кварцу

Материал	*T*, °C			Теплота фазового перехода, ккал/ моль	Лаборатория, источник
	перехода при нагревании	перехода при охлаждении	инверсии		
Параморфоза по β-кварцу	571,4	570,7	571,05	Не опр.	ИГЕМ
	571,3	571,5	571,4	»	»
	571,0	563,0	571,0	0,149	ЗабНИИ
Стандартные данные	—	—	573,0	0,290	[Мельник, 1972]

ров: Na_2CO_3 и K_2SO_4. В лаборатории ЗабНИИ скорость нагрева составляла 20 град/мин, при охлаждении система не термостатировалась. Фракция кварца 0,1–0,071 мм нагревалась в смеси с K_2SO_4. Отсчет температур производился относительно точки обратимого α ↔ β превращения K_2SO_4 : 583° при нагревании и K_2SO_4 : 574° при охлаждении. Определение теплоты фазового превращения выполнено по методике, описанной ранее [Юргенсон и др., 1974]. Данные по температуре фазового перехода (см. табл. 23) совпадают, несмотря на неодинаковые методы их определения в различных лабораториях. Относительно низкая температура α ↔ β перехода свидетельствует, по-видимому, об определенной структурной подготовленности параморфозы к переходу в исходное состояние структуры β-кварца, и, вероятно, зависит от примесей, которые, по данным Е.В. Цинзерлинг [1961], могут существенно изменять температуру инверсии. Низкая теплота фазового перехода (0,149 ккал/моль) по сравнению со справочной, равной 0,290 ккал/моль [Мельник, 1972], также свидетельствует об относительной подготовленности образца к переходу в β-кварц. Сравнительные данные о плотности β-кварца, α-кварца и рассматриваемой параморфозы (плотность ее имеет промежуточное значение) следующие:

Объект	Плотность, г/см^3	Источник
α-кварц	2,6483 ± 0,0001	[Мельник, 1972]
	2,6510	[Минералы, 1965]
β-кварц	2,533 ± 0,002	[Мельник, 1972]
Параморфоза α-кварца по β-кварцу	2,641	—

Диэлектрическая проницаемость, измеренная Г.А. Горбатовым (ВИМС), в порошке составила 4,45 и близка к нижнему пределу вариаций этой величины в кварце, так как по имеющимся литературным данным [Зубов и др., 1963; Юргенсон, 1984б] для пластинок она варьирует от 4,40 до 5,40. Величина пьезоэлектрического модуля, измеренная динамическим методом, оказалась наименьшей (d_{int} 10^{10} CGSE) из всех изученных кварцев разного генезиса [Широкий, 1986; Юргенсон и др., 1979]. Это явление можно объяснить тем, что большое количество мелких и крупных газово-жидких включений сильно поглощают упругие волны, возбуждающие в кварце пьезоэффект. Кроме того, существенное влияние на суммарный пьезоэффект оказывает также тонкая инверсионная сдвойникованность [Цинзерлинг, 1961].

Электропроводность β-кварца измерена в атмосфере в интервале температур от нуля до 900° по методике, описанной ранее [Юргенсон, 1984б]. При на-

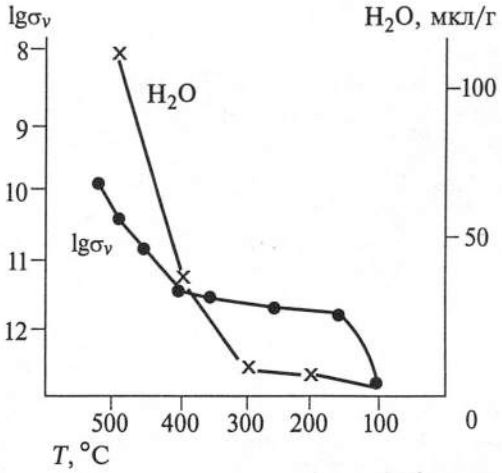


Рис. 65. Зависимость удельной электропроводности параморфозы α-кварца по β-кварцу от количества воды, выделившейся при нагревании.

гревании от нуля до 80 °С происходит возрастание, а затем резкое падение электропроводности, обусловленное, по-видимому, наличием гигроскопической и пленочной воды. В интервале 80–150° в пределах чувствительности приборов ($n \cdot 10^{-12}$ Ом$^{-1}$/см^3) электропроводность не обнаружена. Следующий максимум появляется в интервале 150–250 °С. Он характеризует, вероятно, растрескивание вторичных газово-жидких включений и выход их содержимого, диффузия которого в электрическом поле создает ток. Правомерность подобного объяснения видна на рис. 65. В области 250–285° электропроводность вновь находится за пределами чувствительности прибора, а далее до 450 °С происходит ее ступенчатое увеличение, обусловленное, скорее всего, разрывом газово-жидких включений и миграцией водного раствора в дефект-каналах кварца. Подобный ход изменения электропроводности наблюдался также и для жильного α-кварца [Юргенсон, 1984б].

Интенсивное возрастание электропроводности в интервале 450–523 °С обусловлено началом перестройки блоков α-кварца в β-кварц, происходящей с разрывом связей и миграцией в электрическом поле, связанных с дефектностью структуры, ОН-групп и примесей щелочей. В области 523-600 °С возрастание электропроводности прекращается и даже наблюдается некоторый ее спад. Это может быть связано со стабилизацией структуры β-кварца, устойчивой выше 573 °С. Однако при 705–710 °С вновь начинается увеличение электропроводности, которое заканчивается при 880 °С. Можно предположить, что это вызвано процессом перестройки β-кварца в β-тридимит. После 880 °С вновь начинается спад электропроводности в связи со стабилизацией структуры β-тридимита. Кривая изменения электропроводности при охлаждении характеризуется возрастанием ее при 879 °С, соответствующим переходу β-тридимита в β-кварц, относительно стабильном уменьшении значений ее при 879–705 °С, когда решетка β-кварца, по-видимому, относительно устойчива. Резкий скачок электропроводности приходится на интервал 705–572 °С, в котором происходит переход β-кварца в α-кварц. Ниже этой температуры наблюдается ступенчатое понижение электропроводности и начиная с 400 °С она уже не фиксируется прибором. При 200 °С появляется слабый ток, причина возникновения которого не ясна, а начиная с 122 и до 54 °С электропроводность вновь возрастает. Она может быть обусловлена началом конденсации паров воды и ее миграцией в межэлектродном пространстве.

Таким образом, на фоне общего увеличения электропроводности с ростом температуры, как при нагревании, так и при охлаждении, достаточно четко

фиксируются отклонения от единой направленности. Они соответствуют точкам инверсии α-кварц ↔ β-кварц ↔ β-тридимит. Кроме того, при нагревании резкие изменения наблюдаются также в связи с выходом содержимого газово-жидких включений. При охлаждении они не проявляются. Общая особенность обеих кривых заключается также в увеличении проводимости в связи с диффузией в электрическом поле гигроскопической воды.

Таким образом, изучение параморфозы α-кварца по β-кварцу позволяет сделать важные минерало-генетические выводы.

1. Переход α-кварца в β-кварц сопровождается возникновением сотовой текстуры и тонкого двойникования. При этом порошкограммы параморфозы и α-кварца идентичны, но лауэграммы различаются.

2. Образование исследованного β-кварца происходило в условиях высокого давления углекислоты, о чем свидетельствует фазовый состав первичных жидко-газовых и газовых включений и данные по фракционной разгонке газов при нагревании в вакууме.

3. При образовании β-кварц захватывал значительное количество структурной примеси Al, Na (до 0,*n* %) и Ti. Наличие Al и Na вполне укладывается в известный гетеровалентный изоморфизм $\{Si^{4+}[Al^{3+}(Na^{+})]\}$.

4. Вода присутствует в нескольких формах и различна по генезису: гигроскопическая вода, выделяющаяся до 100°, вода вторичных включений, максимум выхода которой приходится на температурный интервал 100–300°, вода первичных включений и дефект-каналов, выделяющаяся при 400° и выше. Количество ее в 2 раза с лишним больше, чем гигроскопической и вторичных включений. Формы воды, судя по ИК-спектрам, H_2O и $(OH)^-$. В составе газа установлены H_2, CO_2, N_2.

5. Изученная параморфоза обладает низкими значениями плотности, температуры и теплоты фазовых переходов, величины пьезоэффекта по сравнению со справочными данными для чистого кварца и относительно высокой электропроводностью. Все эти свойства в совокупности с существенным количеством примесей свидетельствуют об определенной рыхлости кристаллической решетки параморфозы и ее метастабильности.

6. Использование указанных особенностей кварца в качестве типоморфных признаков реликтов его β-модификации может быть плодотворным при решении минералогенетических задач, связанных с выяснением условий формирования пегматитов, а также месторождений олова, вольфрама, молибдена, а в отдельных случаях и золота. По наличию реликтов параморфоз α-кварца по β-кварцу можно оценивать температуры начала кристаллизации ранних генераций кварца в кварцевых жилах.

При исследовании крупных кристаллов кварца Кораль-Веемского золоторудного (Западная Чукотка), Куналейского и Шумиловского вольфрамоворудных (Центральное Забайкалье) месторождений установлено, что температуры и теплоты α-β-переходов уменьшаются от ранних и внутренних их частей к поздним и приграннным (табл. 24).

Эти изменения увязываются с дефицитом нескомпенсированных зарядов при гетеровалентном изоморфизме. Температуры α-β-перехода кварца зависят от многих факторов, среди которых примеси Al и Na или Li в качестве компен-

Таблица 24

Температура и теплота α-β-перехода последовательно образованных частей двух кристаллов

Кристалл	Часть кристалла	Параметры α-β-перехода		Температура гомогенизации газово-жидких включений, °С
		T, °С	Теплота, Дж/моль	
1	Основание регенерированной головки	573	712	270–280
	Внутренняя часть зоны призмы	572	544–670	265–270
	Головка	561–563	335–377	230
2	Основание кристалла	574	779	320
	Головка	572	737	235–255

сатора заряда понижают их, а Ge и Na или Li — повышают. Кроме того, как считают И.В. Булдаков и Ф.Г. Гаврюченков [1972], в общем случае необычно низкие температуры α-β-перехода свойственны кварцу, образующемуся с большой скоростью. Действительно, кварц месторождений малоглубинных формаций, обладающий низкими значениями температур α-β-переходов (536–570 °С при средних значениях для разных месторождений в пределах 557,2–565,8 °С) и степени СКС (<40), образуется при относительно высоких скоростях кристаллизации.

Тем не менее изучение образцов кварца из шести последовательно образованных ритмично-слоистых агрегатов жилы № 1 Тасеевского месторождения показало, что от ранних слоев к поздним температуры α-β-переходов уменьшаются от 570 до 540 °С (рис. 66) при изменении температур гомогенизации ГЖВ в этом же направлении от 315 до 150 °С. Причина данной закономерности кроется в том, что ранние генерации кварца содержат Al, Na, Li, K, OH_x в виде неструктурных примесей полевых шпатов и слоистых силикатов, не увеличивающих его дефектность и, следовательно, не влияющих на температуру фазовых переходов. В поздних генерациях эти компоненты входят в кварц изоморфно (см. разд. 2.5.2.1), обусловливая дефектность и снижение температуры α-β-превращения. Подобная закономерность установлена для фрагментов жил других месторождений этих формаций, что позволяет определить ее как важный элемент горизонтальной зональности, отражающей ход процесса формирования кварцевых жил. Подобные изменения па-

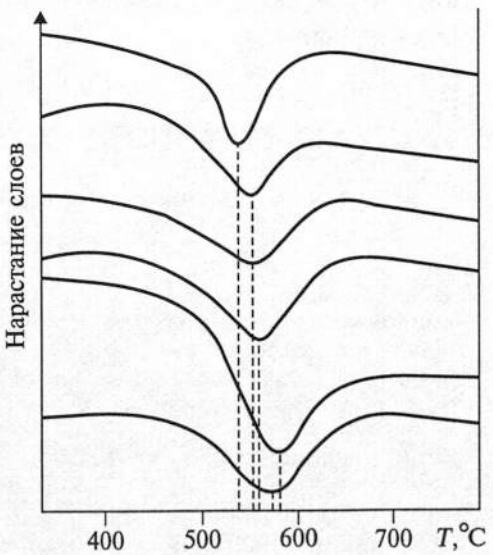


Рис. 66. Уменьшение температуры α-β-перехода в последовательно образованных участках кварцевого агрегата.

Таблица 25

Изменение с глубиной температур α-β-переходов кварца Тасеевского месторождения (56 проб)

Юго-Западный фланг, горизонт, м	T, °С	Северо-Восточный фланг, горизонт, м	T, °С
46	563	Жилы нет	—
126	570	» »	—
166	558	316	560
216	556	366	558
266	560	416	550
316	—	466	563

раметров фазовых переходов кварца наблюдаются до определенных глубин и по вертикали (табл. 25).

Уменьшение температуры α-β-переходов с глубиной обусловлено, как свидетельствует возрастание в этом же направлении интенсивности ЕТЛ, увеличением концентраций Al-центров с Na и Li. Намечается асимметричная субконцентрическая зональность. Для кварцевых жил ряда среднеглубинных месторождений (Токурское, Верхнеалиинское и др.) наблюдается возрастание температур α-β-перехода кварца от контактов к осевым частям жил, что свидетельствует об уменьшении скорости кристаллизации к концу процесса (см. рис. 21) и соответственно концентраций дефектов.

Сопоставление средних значений температур α-β-переходов кварца из месторождений различных генетических и формационных типов, отличающихся глубиной образования (табл. 26), свидетельствует о возрастании их в ряду от малоглубинных к среднеглубинным, к пегматитам и грейзенам.

Таким образом, пределы вариаций температуры α-β-переходов в кварце являются типоморфными признаками условий образования кварцевых жил, в частности хода кристаллизации и фаций глубинности.

2.5.2.4. Параметры термолюминесценции как типоморфные признаки

Кварц на протяжении более полувека является одним из главных объектов изучения ТЛ минералов. Анализ работ И.Л. Комова и др. [1971, А.С. Марфунина [1975], В.И. Павлишина [1983], А.Н. Таращана [1978] и др., а также наших данных, полученных с 1971 по 1991 г. [Юргенсон и др., 1974, 1979; Юргенсон,

Таблица 26

Температуры α-β-перехода кварца месторождений различных фаций глубинности

Рудная формация, генетический тип	Температура α-β-перехода, °С		
	n	$\bar{x}$	σ
Малоглубинная малосульфидная золотосеребряно-сульфосольно-гидрослюдисто-каолинитово-халцедоново-кварцевая	140	557,2	6,9
Малоглубинная малосульфидная золотоаргентитово-серебряно-сульфосольно-адулярно-кварцевая	23	565,8	5,4
Среднеглубинная золотосульфидно-кварцевая	25	569,8	1,0
Среднеглубинная малосульфидная золотокварцевая в метаморфических породах	47	569,8	1,1
Среднеглубинная золотокварцевая вблизи контактов магматических, осадочных пород	23	572,0	1,1
Грейзеновый	39	572,4	1,1
Редкометалльные пегматиты	13	572,8	0,7

1983а, б, 1984а,б, 1987а, 1988а, б, 1993, 1997; Юргенсон Г.А., Юргенсон Т.Н., 1991; и др.], показал, что ТЛ кварца имеет рекомбинационный характер и обусловлена существованием дырочных (O-Al/Me^+, где Me^+ — Li, Na, H, Cu, Au, Ag, Ni) и электронных (Ti^{3+}, Fe^{3+}, Ge^{3+}, Ga^{3+}) центров. Все это — примесные центры. Кроме того, ТЛ может происходить и в результате рекомбинации вакансионных центров, типичных, например, для морионов. После обобщения всех имеющихся данных по ТЛ кварца в зависимости от температуры максимума свечения выделено 13 типов термолюмограмм (ТЛ-грамм). Они объединены в три группы, ЭДЦ в которых рекомбинируют при относительно низких (124–240 °С), средних (220–310 °С) и высоких (320–380 °С) температурах. В первом случае ловушки связаны только с Al-центрами, во втором — с центрами, обусловленными примесью Al, Fe, Ti и Mn, в третьем — с примесью Al, Fe, Ge, а также (по А.И. Серебренникову [1974]) — Sn, W, Mn и Au, Ag, Cu в качестве компенсаторов зарядов. Параметры ТЛ изменяются в направлении роста как в отдельных индивидах в зависимости от типов и концентраций ТЛ-центров, уменьшаясь в кристаллах первого типа и возрастая — второго, о чем имеется обширная литература [Комов и др., 1971; Павлишин, 1983; и др.], так и в последовательно образованных кварцевых агрегатах в сечениях жил (см. рис. 16, 34, 40, 42 и др.). Как правило, интенсивность ЕТЛ возрастает от контакта жилы к осевой части, образуя субсимметричную кривую для симметричных крутопадающих жил (см. рис. 16, 34, 40, 42), или от лежачего бока к висячему в асимметричных жилах (см. рис. 34, Мурунтау).

В ритмично-слоистых жилах наблюдается возвратно-поступательное возрастание интенсивности ЕТЛ (см. рис. 38), отражающей ритмичный процесс захвата и накапливания примесей и образования соответствующих им ловушек электронов в запрещенных зонах электрон-электронных переходов. Непрерывно-прерывистая кривая наращивания интенсивности ЕТЛ однозначно характеризует квантованный процесс захвата примесей при кристаллизации слоя и последующего выброса в МС соответствующей порции энергии (тепла), вследствие чего начнется формирование следующего слоя. При этом за счет отторжения части Al, Na и Li от фронта кристаллизации в расплав в каждом последующем ритме концентрации их, способные войти в структуру, будут возрастать до какого-то момента, неодинакового для разных жил. В ряде случаев происходит смена максимумов ТЛ, указывающая на смену изоморфно входящего в кварц иона (Fe^{3+} вместо Al^{3+}) и соответствующих определенным условиям (*PTX*, pH) компенсатора (например, Li^+ вместо Na^+, H^+ вместо Li^+).

В результате сравнительного изучения состава и физических свойств жильного кварца установлены их генетически обусловленные взаимосвязи. На наиболее типичных примерах строения кварцевых жил месторождений различной рудно-формационной принадлежности (см. рис. 10 — Среднеголготайское; 16 — Карамкенское; 21 — Токурское; 23, 24 — Мурунтау; 40 — Балейское и др.) показаны закономерное и взаимосвязанное изменение структурно-текстурных особенностей последовательно образованных слоев (зон) жильного кварца и соответственные изменения его состава и свойств. В частности, величина степени СКС (см. рис. 10, 16, а, 21, 32) и интенсивности ТЛ (см. рис. 16, 34, 38, 40, 67) ритмично возрастает в направлении контактов к осевым частям жил, а микротвердости (рис. 67, 68), температур α-β-перехо-

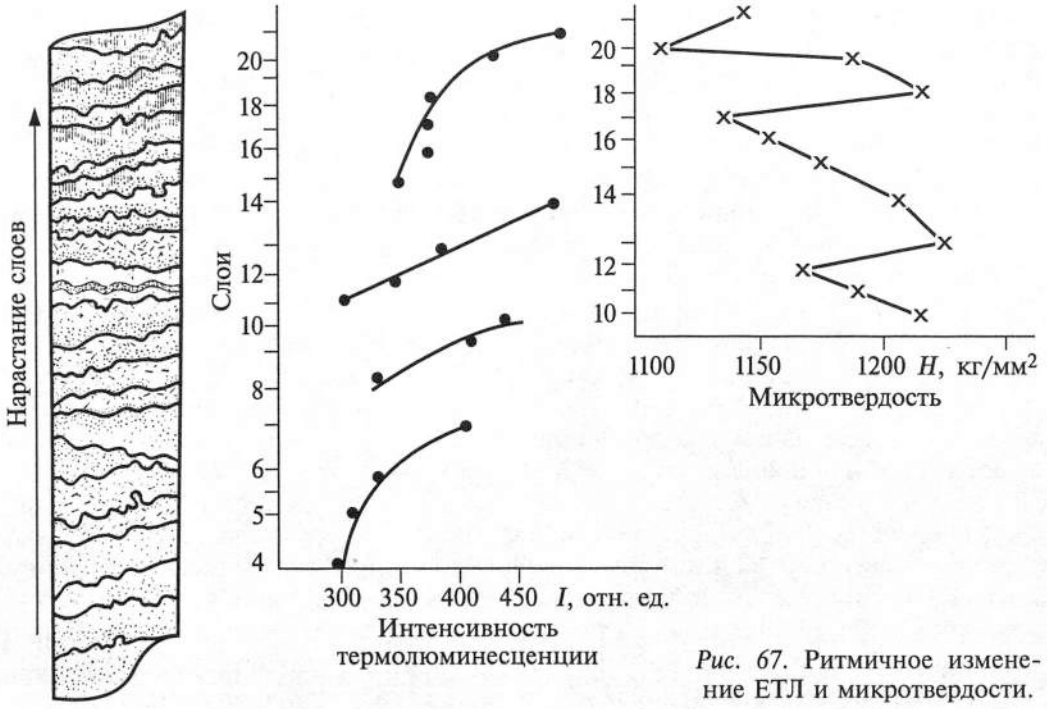


Рис. 67. Ритмичное изменение ЕТЛ и микротвердости.

дов (21, 66), соотношения воды и углекислоты (см. рис. 16, *б*, 34 и др.) уменьшаются. Обратные связи ТЛ и микротвердости обусловлены концентрациями ЭДЦ. С последними связана дефектность кристаллической структуры на атомно-электронном уровне, снижающая сопротивление вдавливанию алмазной пирамиды микротвердометра, выражающееся в уменьшении микротвердости.

На рис. 68, где представлен фрагмент рудоносной ритмично-слоистой жилы № 1 (мощность фрагмента 10,8 см), состоящий из массивного (1), полосчатого (2), тонкошестовато-полосчатого (3), пластинчатого (4), массивно-пластинчатого (5), полосчато-шестоватого (6) и шестовато-гребенчатого (7) существенно кварцевых агрегатов, отчетливо видно, что на общем фоне уменьшения содержания золота РТЛ возрастает по мере перехода от массивного и тонкополосчатого к тонкошестовато-полосчатому и пластинчатому, а затем уменьшается при переходе от массивно-пластинчатого к полосчато-шестоватому и полосчатому и вновь возрастает в шестовато-гребенчатом. Среднее значение микротвердости изменяется противоположным образом. Эти изменения вполне удовлетворительно объясняют связи рассмотренных свойств с соотношением неструктурных и структурных примесей в жильном кварце. Обратные связи между содержаниями Au и высокотемпературного максимума (I_2) ЕТЛ характерны для тонкополосчатого кварца ранних генераций, а для массивно-полосчатых и пластинчатых агрегатов поздних генераций эти связи становятся прямыми. Но в целом с глубиной в зоне локального выклинивания (пережима) рудоносной жилы

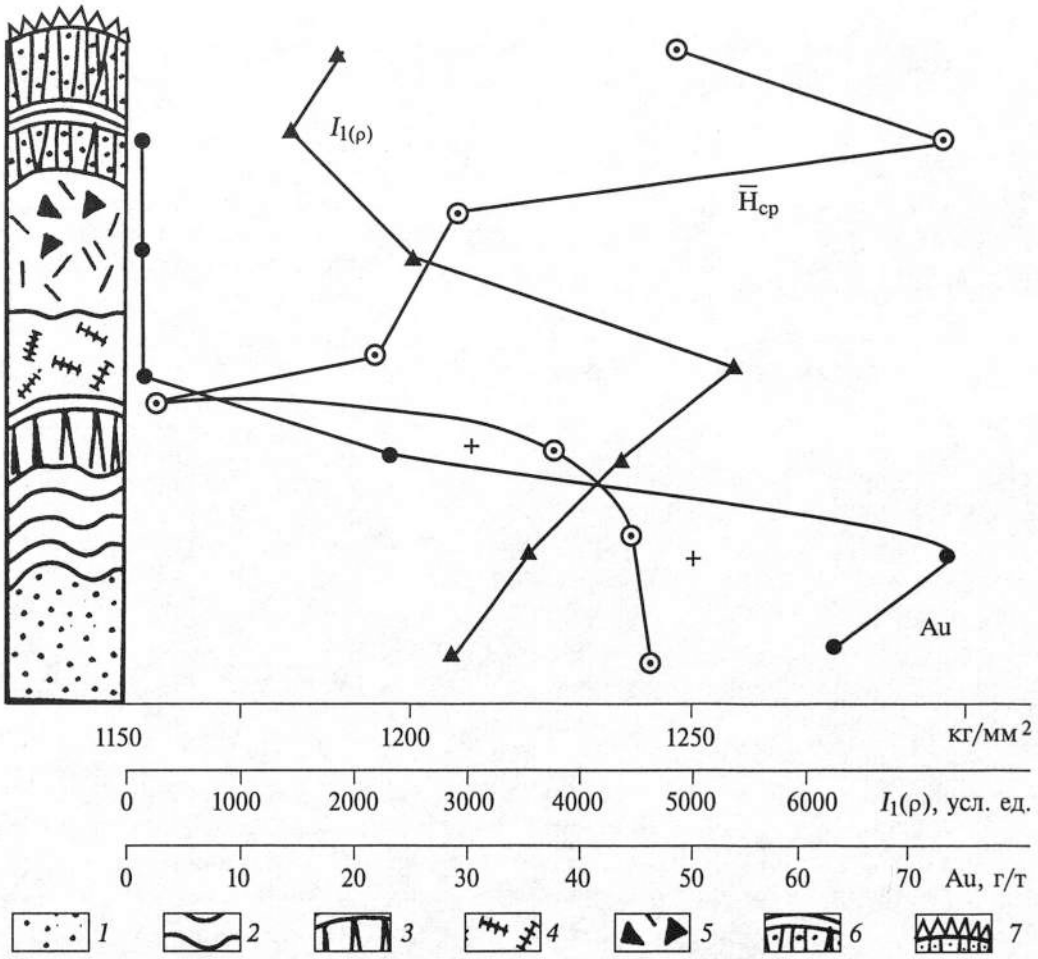


Рис. 68. Ритмичное изменение РТЛ и микротвердости в направлении от контакта жилы к ее срединной части.
Объяснение см. в тексте.

№ 1 Тасеевского месторождения содержания Au уменьшаются, а интенсивность ЕТЛ возрастает (рис. 69).

Во многих жилах по числу максимумов ЕТЛ, соотношениям их интенсивностей различаются генерации кварца, их рудоносные и безрудные разности [Юргенсон и др., 1974]. В большинстве месторождений среднеглубинных формаций рудоносный кварц отличается наличием двух и более пиков на ТЛ-граммах. Например, в жилах Коммунаровского рудного поля ранний кварц, не содержащий Au, имеет только один пик при 230 °С с интенсивностью 170–880 отн. ед., золоторудный (содержание Au до 812 г/т) — два пика: при 230–240 и 310–330 °С и интенсивности соответственно 86–470 и 77–265 отн. ед.; поздний почти безрудный (Au до 1,6 г/т) имеет только один пик при 240 °С и интенсивности 135–455 отн. ед. (рис. 70). ТЛ-граммы кварца

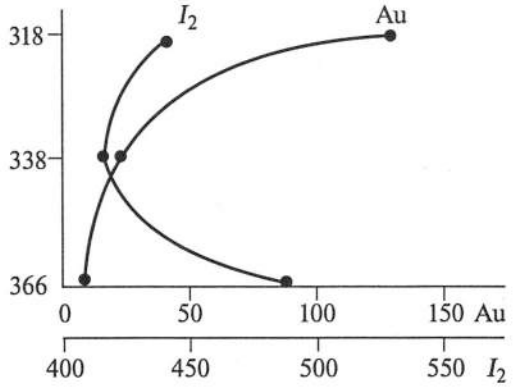


Рис. 69. Взаимосвязи содержания Au (г/т) и интенсивности высокотемпературного максимума ЕТЛ (I_2, отн. ед.) в зоне выклинивания рудного тела. Тасеевское месторождение, шахта № 10, интервал глубин 318–366 мм.

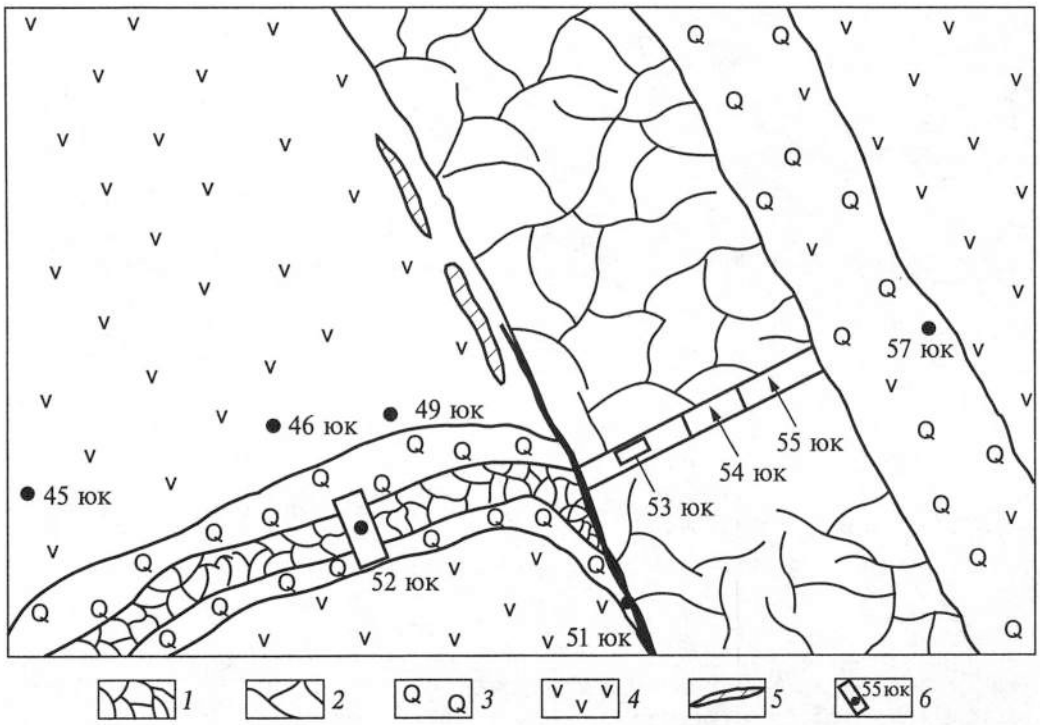


Рис. 70. Взаимоотношения дорудной и рудной жил. Рудное тело 11, квершлаг 36, штольня 12, Коммунаровское рудное поле.

1 — жилка раннего кварца; *2* — жила рудного кварца; *3* — зона окварцевания; *4* — метадиориты; *5* — линзы пирита; *6* — место отбора проб.

малоглубинных формаций нередко имеют один пик. Рудный кварц отличается преимущественным присутствием максимума 280–300 °С, а рудоносный даже при содержаниях, например, Au менее 1 г/т, двух максимумов при 250–340 °С с преобладанием 260–270 °С, особенно в надрудных частях. На рис. 71 приведены типичные ТЛ-граммы продуктивного кварца мало- и среднеглубинных формаций.

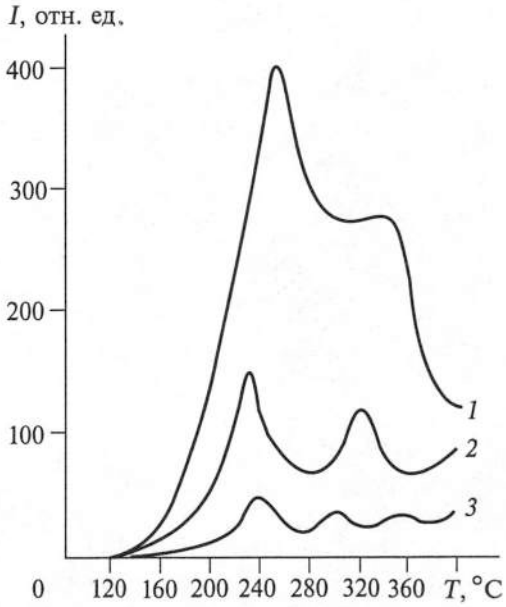


Рис. 71. Средние значения интенсивностей и температур максимумов ЕТЛ жильного кварца Балейского (*1*), Коммунаровского (*2*) и Каральвеемского (*3*) рудных полей.

ЕТЛ кварца имеет тенденцию к закономерности изменения с глубиной: в верхних половинах жил месторождений всех изученных рудных формаций наблюдается возрастание интенсивности ЕТЛ с глубиной. Это явление впервые было установлено нами в 1972 г. на примере Кораль-Веемского месторождения [Юргенсон и др., 1974]. Для малоглубинных месторождений с явно выраженной асимметричной вертикальной зональностью эту тенденцию можно считать всеобщей (см. рис. 42), хотя элементы концентричности присутствуют. Для жил месторождений среднеглубинных формаций совершенно отчетлива субконцентрическая зональность. При этом в центральных частях жил отмечается максимальная интенсивность (рис. 72, Токур).

С глубиной изменяются не только интенсивности, но и температуры максимумов ЕТЛ (рис. 73). Для I рудной зоны Тасеевского месторождения с глубиной возрастает вклад в свечение низкотемпературных пиков при общем возрастании интенсивности (см. рис. 42). В верхне- и надрудной зонах развит кварц только с одним максимумом, а с глубиной число их возрастает. Кварц всех месторождений МЗСФ характеризуется увеличением числа пиков на ТЛ-граммах (200–340 °С) с глубиной, что связано с общим возрастанием концентрации структурных примесей.

Кварц надрудных частей жил Дарасунского месторождения характеризуется максимумом ЕТЛ при 190 °С и большой интенсивностью при 200 и 240 °С, а для рудной части типичны максимумы при 210 °С, для переходных зон — 290–300 °С. С глубиной термолюмограммы кварца упрощаются и резко преобладает лишь какой-то один Al-центр. Подобное же упрощение ТЛ-грамм с глубиной при возрастании доли Al-центров, рекомбинирующих при 210–220 и 290–310 °С, наблюдается и на месторождениях золотокварцевой формации (Любавинское, Токурское). Упрощение ТЛ-грамм кварца надрудных частей жил типично для всех месторождений.

Изменение ЕТЛ в рядах рудных формаций показано в табл. 27. Для кварца МЗСФ характерны ТЛ-граммы с существенной частотой встречаемости всех групп максимумов ЕТЛ (при 230–240, 250–270 и 310 °С), что обусловлено слабой дифференциацией в МС. Частота встречаемости кварца с максимумом при 270 °С (45 %) — его типоморфный признак.

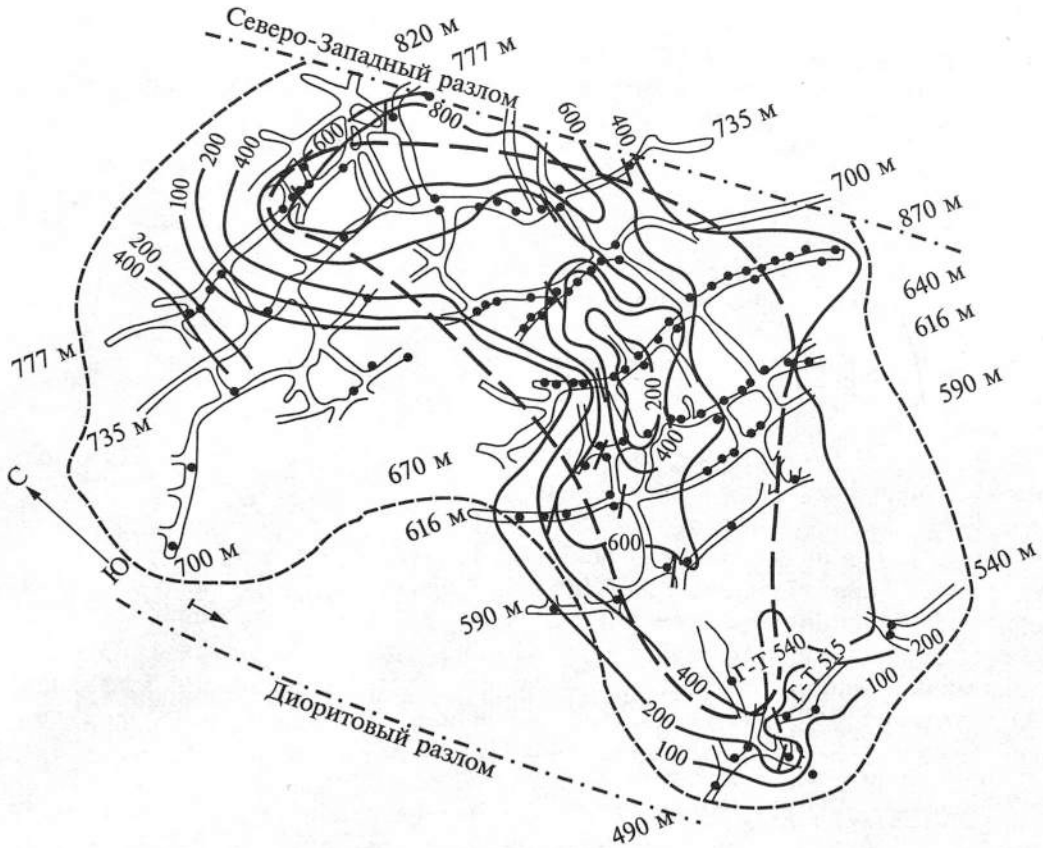


Рис. 72. Изменчивость интенсивности ЕТЛ жильного кварца в плоскости жилы № 160. Усл. обозн. см. на рис. 22.

Обобщенная ТЛ-грамма кварца малоглубинной кварцево-флюоритовой формации отличается двумя максимумами — 40 % при 250 °С и 22 % при 270 °С, редко 12 и 10 % соответственно при 170 и 180 °С.

В ряду золотокварцевых формаций с возрастанием глубины образования и меры связи с магматизмом возрастает число максимумов свечения с частотой встречаемости более 20 %. Жилы наименее глубинного представителя этой формации Токурского месторождения сложены кварцем с преобладанием низкотемпературных (220–230 °С) максимумов свечения. Кварц жил обычных среднеглубинных месторождений, находящихся в песчанико-сланцевых толщах зеленосланцевой фации, ассоциирующих с дайковыми поясами (Неждынинское, Любавинское, Воскресенское и др.), отличается средне (250–260 °С)- и высокотемпературными (320 °С) максимумами ЕТЛ. Месторождения, локализованные в диафторированных биотитовых сланцах, амфиболитах, мраморах в зонах воздействия юрских интрузий (Казаковское, Ключевское, Кедровое, Бахтарнакское, Каралонское, Перевальное, Берелех, Мурунтау, Советское, Ирокиндинское и др. поля), характеризуются низкотемпературными (220–240 °С)- и

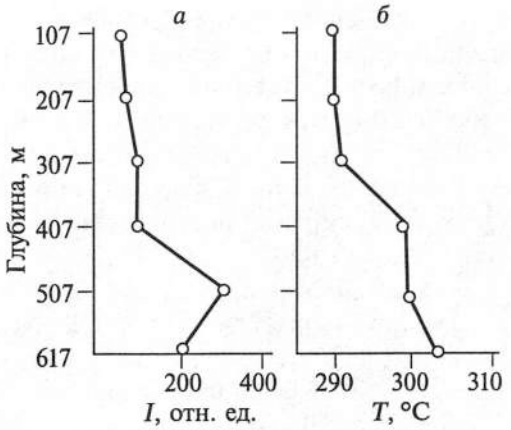


Рис. 73. Изменение с глубиной интенсивностей (*а*) и температур (*б*) максимумов ЕТЛ. Дарасунское месторождение.

Таблица 27

Температура главных максимумов ЕТЛ и частоты их встречаемости (%) на ТЛ-граммах кварца важнейших рудных формаций

Формация	Температура максимума, °С													
	190	200	210	220	230	240	250	260	270	280	290	300	310	320
Малоглубинная золотосеребряная					20	25	23		45			20	22	
Малоглубинная кварцево-флюоритовая					20	20	40		22					
Среднеглубинная, переходная к малоглубинной золотокварцевой			20	40	35				20					
Среднеглубинная золотокварцевая:														
без ясной связи с магматизмом, в песчаниково-сланцевых толщах, в сопровождении даек кислого состава							30	40						45
в диафторированных биотитовых сланцах, амфиболитах, мраморах; жилы и минерализованные зоны				28		21						26		
Глубинная золотокварцевая				22	24					22		33		
Шеелит-сульфидно-силикатная				45	45									
Среднеглубинная золотосульфидно-кварцевая:														
в метавулканитах, диоритах и песчанико-сланцевых толщах					21					21	20	21		
в монцонитах, диорито-монцонитах с непосредственной генетической связью с ними					25	35								
то же, в щелочных гранитах	21	70												
Среднеглубинная золотокварцево-сульфидная			31			21								
Редкометалльные пегматиты							30					30	25	25

среднетемпературными (280–300 °С) максимумами ЕТЛ кварца. При этом общее число видов рекомбинирующих центров с частотой встречаемости 5 % и более в ряду среднеглубинных месторождений возрастает от 4 в первой, до 7 во второй и 14 в третьей группах, 11 — в группе глубинных.

Кварц жил стратиформных образований характеризуется в основном Al-центрами, рекомбинирующими при низких (220–230 °С) температурах (Кти-Тебердинское месторождение шеелита), концентрации которых возрастают с глубиной.

Среди месторождений среднеглубинной золотосульфидно-кварцевой формации в зависимости от связи с магматизмом различной основности в ряду диабазы (диориты) — монцодиориты — щелочные граниты происходит уменьшение доли кварца с относительно высокотемпературными максимумами ЕТЛ при уменьшении разнообразия рекомбинирующих ЭДЦ. Если в первых основная масса кварца термолюминисцирует при 280–300 °С, частью 230 °С, имея 12 видов энергетических ловушек, то во вторых соответственно 230–240 °С и 10; в третьих 190–200 °С и 6. Повышение щелочности и уменьшение доли Fe и Ti, способных входить изоморфно в кварц наряду с возрастающей ролью Al-центров с Na и Li в качестве компенсаторов, встраивающихся в структуру кварца в относительно щелочных условиях, определяют рассмотренную тенденцию изменения параметров ЕТЛ. В месторождениях золотокварцево-сульфидной формации кварц характеризуется широким набором рекомбинирующих ТЛ-центров, что связано, возможно, с петрохимическими особенностями рудогенерирующего магматического очага, обеспечившего широкий набор изоморфных примесей (12 типов ТЛ-центров) с преобладанием низкотемпературных (210–220 и 250 °С соответственно 52 и 21 %).

Кварц редкометалльных пегматитов отличается преобладанием высокотемпературных (50 % при 310–320 °С) и среднетемпературных (30 % при 250 °С) максимумов ЕТЛ и большим разнообразием типов ТЛ-центров (11).

Каждый из приведенных комплексов максимумов ЕТЛ и числа различных ТЛ-центров типичен только для определенной рудной формации или ее разновидности по признаку глубин и связи с вмещающей средой и магматизмом. Поэтому приведенные характеристики представляют собой типоморфные признаки формационной принадлежности объекта. ТЛ-характеристики кварца обусловлены составом кварцеобразующей МС, отражают ход процесса кристаллизации кварца, концентрации и виды связанных с изоморфизмом дефектов его структуры. ***Распределение в объеме кварцевых жил индивидов и агрегатов кварца с определенными параметрами ЕТЛ, особенно ритмично-периодическое их возрастание от контактов к осевым частям, свидетельствует о нарастании доли изоморфных примесей на фоне ритмично-периодического возвратно-поступательного хода снижения температуры и связанного с нею процесса кристаллизации, ритмика которого обусловлена квантованным выходом энергии. Субконцентрически-зональное распределение кварца с возрастанием ЕТЛ от периферических (краевых) частей жил к центральным свидетельствует о центростремительном ходе кристаллизации и эволюции МС в связи со снижением температуры.***

2.5.2.5. Типоморфные признаки кварца, основанные на изучении ЭДЦ методом ЭПР-спектроскопии. Возможности использования в рудно-формационном анализе

Возможности использования ЭПР при изучении кварца уже изложены и поэтому здесь не рассматриваются. Отметим лишь, что из всех применяемых в практике минералогических исследований прямых методов определения концентраций и форм вхождения изоморфных примесей метод ЭПР-спектроскопии является надежным. Результаты обработки ЭПР-спектров по 80 пробам месторождений четырех рудных формаций приведены в табл. 28.

Наиболее четкие отличия по всем признакам получены для кварца Среднеголготайского (золотосульфидно-кварцевая формация) и Кти-Тебердинского

Таблица 28

Сопоставление кварца месторождений различных рудных формаций по концентрации Al-O⁻-центров

Характеристика концентраций парамагнитных центров (10^{18} см$^{-3}$)	Статистический параметр	Рудная формация, минеральный тип				
		золотосульфидно-кварцевая	шеелит-сульфид-кварцево-силикатная в амфиболитах	грейзеновая		пегматитовая, редкометалльных пегматитов
				вольфрамит-кварцевый	вольфрамит-касситерит-кварцевый	микролит-колумбит-лепидолит-топазовый
1	2	3	4	5	6	7
V_n	n	31	17	11	5	15
	$\bar{x}$	0,17	0,03	0,21	0,04	0,35
	σ	0,12	0,015	0,08	0,02	0,16
	$\sigma/\bar{x}$	0,69	0,46	0,39	0,57	0,45
V_γ	n	31	17	11	5	15
	$\bar{x}$	1,44	0,22	0,49	1,00	2,15
	σ	0,55	0,12	0,30	0,74	0,98
	$\sigma/\bar{x}$	0,79	0,54	0,62	0,74	0,46
$V_т$	n	31	17	11	5	15
	$\bar{x}$	3,17	0,92	1,53	3,17	3,51
	σ	0,90	0,28	0,72	1,28	1,17
	$\sigma/\bar{x}$	0,28	0,31	0,47	0,40	0,33
K_γ	n	31	17	11	5	15
	$\bar{x}$	0,13	0,17	0,52	0,06	0,21
	σ	0,11	0,07	0,25	0,03	0,14
	$\sigma/\bar{x}$	0,84	0,40	0,47	0,61	0,68
$K_т$	n	31	17	11	5	15
	$\bar{x}$	2,74	4,74	3,47	4,35	1,82
	σ	0,80	1,57	1,22	2,12	0,48
	$\sigma/\bar{x}$	0,29	0,33	0,35	0,49	0,26

Окончание табл. 28

1	2	3	4	5	6	7
V'_γ	n	31	15	11	—	15
	$\bar{x}$	1,54	0,20	0,68	—	2,49
	σ	0,58	0,08	0,36	—	0,98
	$\sigma/\bar{x}$	0,38	0,40	0,54	—	0,39
$\Delta V'_\tau$	n	31	15	11	—	15
	$\bar{x}$	1,75	0,66	1,04	—	1,38
	σ	0,65	0,20	0,58	—	0,61
	$\sigma/\bar{x}$	0,37	0,31	0,55	—	0,44
ЭДЦ$^\gamma$	n	31	13	11	5	15
	$\bar{x}$	0,62	0,36	0,59	0,64	0,82
	σ	0,52	0,08	0,22	0,34	0,33
	$\sigma/\bar{x}$	0,84	0,23	0,36	0,55	0,40
V_τ/ЭДЦ$^\gamma$	n	31	13	11	6	15
	$\bar{x}$	7,37	2,77	2,76	5,62	4,57
	σ	3,26	1,23	1,17	2,76	1,44
	$\sigma/\bar{x}$	0,44	0,44	0,42	0,49	0,32
V'_τ/ЭДЦ$^\gamma$	n	31	13	11		15
	$\bar{x}$	3,37	0,65	1,30	—	3,06
	σ	1,44	0,28	0,95	—	0,76
	$\sigma/\bar{x}$	0,42	0,42	0,73	—	0,25
V_γ + ЭДЦ$^\gamma$	n	31	14	11		15
	$\bar{x}$	2,17	0,56	1,27	—	3.38
	σ	1,01	0,17	0,42	—	1,21
	$\sigma/\bar{x}$	0,47	0,31	0,33	—	0,36
$\Delta V'_\tau + V'_\gamma$ + ЭДЦ$^\gamma$	n	31	13	11	—	15
	$\bar{x}$	3,91	1,21	2,31	—	4,76
	σ	1,26	0,22	0,87	—	1,27
	$\sigma/\bar{x}$	0,32	0,19	0,37	—	0,27

(шеелит-арсенопирит-силикатная в амфиболитах). Сопоставление этих объектов при выявлении поисково-оценочных критериев обусловлено значительным сходством кварцево-жильных образований. Общими для них являются крупнозернистый, маслянистый, иногда светло-дымчатый кварц с различными типами деформаций, широко развитый арсенопирит, примеси галенита, халькопирита, наличие на отдельных участках Среднеголготайского месторождения шеелита, а в жилах Кти-Тебердинского месторождения золота (до 3 г/т). Поэтому в тех случаях, когда кварц подобных месторождений либо не содержит рудных минералов, либо они присутствуют в одинаковых количествах, он может быть отнесен к одной из рассматриваемых формаций по данным ЭПР и, прежде всего, по величинам V'_γ и V'_γ/ЭДЦ$^\gamma$.

Существенны различия кварца (особенно светло-дымчатого) месторождений золотосульфидно-кварцевой и грейзеновой вольфрамит-кварцевой и вольфрамит-касситерит-кварцевой формаций — по величинам V'_γ, $V_т/ЭДЦ^\gamma$ и $V_\gamma + ЭДЦ^\gamma$.

Отличие кварца золоторудного месторождения от кварца танталоносных пегматитов заключается в различии величин V'_γ.

2.5.3. Типоморфные признаки состава и свойств жильного кварца как критерии условий образования, рудоносности и рудно-формационной типизации

Приведенные данные по химическому составу и физическим свойствам жильного кварца, формам вхождения в него элементов-примесей, их концентрациям, распределению в последовательно образованных индивидах и агрегатах в пространстве кварцевых жил дают основание сделать следующие выводы.

1. От начала формирования кварцевых жил к концу концентрации неструктурных примесей уменьшаются, а относительные содержания структурных — возрастают. В этом направлении происходит смена компенсационных примесей в Al-центрах по схеме $Na^+ — Li^+ — H^+$ и повышении кислотности. От ранних генераций к поздним намечается тенденция смены изоморфных примесей в направлении (Ge, Ti) — Al —Fe.

2. Изменение содержаний элементов-примесей в жильном кварце от контактов к срединным частям происходит ритмично с образованием повторяющихся триад, в которых ранние слои сложены алюмосиликатами, поздние — кварцем, на их границах находятся рудные.

3. Распределение элементов-примесей в пространстве жил образует субконцентрическую симметрично-асимметричную зональность, отражающую единый процесс формирования каждой кварцевой жилы. Градиенты концентраций свидетельствуют о кристаллизации жильного кварца от периферических частей к центру. Зоны жильного кварца, обогащенные рудными элементами (рудные столбы), образуют в кварцевых жилах замкнутые субконцентрические зоны, в форме уплощенных эллипсоидов, на переходах от контактов к их срединным частям.

4. Пределы вариаций содержаний элементов-примесей отражают геохимическую специализацию жильного кварца и являются типохимическими признаками рудоносности и рудно-формационной типизации.

5. Пределы вариаций численных значений физических свойств кварца являются типоморфными признаками его состава, условий образования, рудоносности. Пространственно-временная изменчивость физических свойств кварца согласуется с ритмичным строением жил, зональностью распределения структурно-текстурных его разностей и элементов-примесей. Векторы изменений физических свойств кварца однозначно согласуются с пространственно-временными его изменениями, обусловленными процессом кристаллизации и общими закономерностями формирования кварцевых жил. Все выявленные пределы вариаций свойств кварца аномальны для его бездефектных

разностей и типоморфны для конкретных вариаций условий образования, приводящих к накоплению МГИ, отражающей их особенности.

6. Один из важнейших минералогенетических признаков жильного кварца — постепенность и прерывно-непрерывистое, в принципе однонаправленное, пространственно-временное изменение пределов их вариаций, соотносящееся с генеральным понижением температуры от ранних приконтактовых частей жил к срединным.

Все сказанное позволяет определить, что устойчивые пределы вариаций характеристик состава, структуры и физических свойств жильного кварца являются типоморфными признаками условий его образования и связи с ним оруденения определенного типа и могут быть использованы как количественные минералого-геохимические критерии рудно-формационного анализа.

ГЛАВА 3

ПРЕДЕЛЫ ВАРИАЦИЙ СОСТАВА И СВОЙСТВ ПАРАГЕННЫХ С КВАРЦЕМ СУЛЬФИДОВ КАК ТИПОМОРФНЫЕ ПРИЗНАКИ

3.1. Общие замечания

Сульфидные минералы сопровождают кварц и находятся с ним в большинстве случаев в парагенетической связи. Они представляют собой закономерный продукт эволюции МС как в начале ее взаимодействия с вмещающей средой, так и в процессе последующей кристаллизации.

В основном в рудных телах встречаются две группы генераций сульфидов — ранних, кристаллизующихся близко-одновременно с кварцем (основная масса), и поздних, выделяющихся из остаточных растворов. Основная масса связанного с сульфидами Au выделяется с группой ранних генераций. Поздние пирит, арсенопирит и другие парагенные с кварцем и золотом сульфиды содержат значительно меньше золота, поскольку оно дает самостоятельные крупные выделения, вплоть до самородков.

На многих месторождениях золота (Дарасунское, Советское, Токурское, Уконикское) известна третья, самая поздняя группа генераций сульфидов, в основном пирита, который отличается афанитовой структурой, иногда субсферической текстурой, темно-серо-зеленым цветом. Часто такой пирит очень похож на марказит и диагностируется лишь рентгеноструктурными исследованиями. Он выполняет трещины, линзовидные полости в кварце, в раннем пирите. Образование его связано с быстрой кристаллизацией остаточных растворов вследствие приоткрывания трещин. С таким пиритом крупное самородное золото ассоциирует редко, образуя в основном тонкодисперсную примесь.

В месторождениях вольфрама и олова ранние генерации сульфидов выделяются обычно после первых генераций вольфрамита и касситерита, нередко вместе с последними генерациями кварца и карбонатов, завершая процесс рудообразования. В месторождениях флюорита сульфидно-кварцево-флюоритового минерального типа флюоритовой формации пирит первой генерации выделяется близко-одновременно с флюоритом, но затем постоянно предшествует флюориту, вслед за которым выделяется кварц. Количество его в жильных телах определяет минеральный тип месторождения. Например, в Калангуйском месторождении кварц не образует существенных скоплений. Пирит и преобладающий флюорит слагают слоистые тела поздней генерации нестехиометричного пирита с низким совершенством кристаллического строения. Нередко колломорфные, субсферические его агрегаты легко замещаются белым налетом сульфата железа. Они завершают процесс формирования пирит-флюоритовых жил.

3.2. Изученность типоморфизма сульфидов

Наряду с изучением жильного кварца многие исследователи для разработки поисково-оценочных критериев широко использует типоморфизм сульфидов, в частности пирит [Ануфриев, 1982; Боровикова, Широких, 1983; Гаврилов, Гриненко, 1980; Гуреев, Гребенчиков, 1975, 1979; Гамянин и др., 1983; Евзикова, 1984; Жмодик и др., 1989; Китаенко, 1984, 1987; Коробейников, Пшеничкин, 1985; Костов, Минчева-Стефанова, 1968; Кривицкая, 1977; Крутиков, Булатов, 1989; Методические рекомендации..., 1983, 1988; Минералогические индикаторы..., 1987; Попов, 1984; Попова, 1972; Полванов и др., 1986; Прохоров, 1970; Пшеничкин, 1983; Пшеничкин, Лукьянова, 1988; Сералин и др., 1981; Старова, 1980; Трейвус, 1988; Юргенсон Г.А., Юргенсон Т.Н., 1989, 1991; Юргенсон Т.Н., 1986, 1987; Юргенсон, Ехлаков, 1990; Юшкин, 1977], арсенопирит [Бадалов, Поваренных, 1974; Бойко и др., 1983; Иванюк и др., 1987; Красников и др., 1987; Кларк, 1966; Колонин и др., 1988; Кривицкая, 1977; Сахарова и др., 1988; Старова, 1980], сфалерит [Бойко, 1983; Добровольская, Ведяев, 1989; Коваленкер и др., 1978; Минчева, Стефанова, 1980; Платонов, Полякова, 1971; Таращан и др., 1974; Типоморфизм..., 1989; и др.], галенит [Бойко, 1983; Добровольская, Ведяев, 1989; Таусон и др., 1989; и др.], молибденит [Типоморфизм..., 1972, 1983], пирротин [Гелашвили, 1989; Новиков и др., 1988; Яковлев и др., 1989; и др.], халькопирит [Минералы, 1960; Типоморфизм..., 1972, 1983; Салихов и др., 1989; Юргенсон Г.А., Юргенсон Т.Н., 1991; и др.], борнит [Трубачев, 1990].

Для разработки минералого-геохимических поисково-оценочных критериев, используемых в рудно-формационном анализе, наиболее приемлемы признаки, основанные на типохимизме сульфидных минералов, как это показано в работах ряда исследователей по Дарасунскому [Кривицкая, 1977; Методические рекомендации..., 1983; Напартэ, Баумштейн, 1972; Сахарова, 1968; Средние содержания..., 1973; Тимофеевский, 1972; Юргенсон Г.А., Юргенсон Т.Н., 1987, 1991; Юргенсон Т.Н., 1986; Месторождения Забайкалья, 1995; и др.], Мурунтау [Зарембо, 1968; Старова, 1980; Типоморфизм кварца..., 1981], Балейскому [Балейское рудное поле..., 1984; Методические рекомендации..., 1983], Березовскому [Методические рекомендации..., 1983; Попов, 1984; Попова, 1972; и др.], Калангуйскому [Иванова, 1974], Верхнеалиинскому, Сосновскому, Фатимовскому, Белухинскому и Букукинскому [Барабанов, 1975] месторождениям, прожилково-вкрапленным рудам Средней Азии [Баранов и др., 1989; Волков, 1989; Гаврилов, Гриненко, 1980; Гаврилов, Камышев, 1981; Гуреев, Гребенчиков, 1975, 1979; Левченко, Овчинников, 1989; Методические рекомендации..., 1988; Полванов, 1986; Сералин и др., 1981; Старова, 1980; Типоморфизм кварца..., 1981; и др.], колчеданным месторождениям [Жабин и др., 1987; Китаенко, 1984, 1987], золотосереброрудным метасоматитам в черносланцевых толщах [Золотосереброрудные..., 1987] и т.д. А.Г. Жабин и др. [1987] на основе анализа литературных данных приходит к выводу о том, что по мере движения к рудному телу от подрудных интервалов к рудным и надрудным пириты, обогащенные кобальтом, никелем и молибденом (подрудные), сменяются пиритами, обогащенными медью, цинком и свинцом (рудные); вверху, в надрудной зоне, они замеща-

ются обогащенными серебром и барием. Однако эта зональность не универсальна и для отдельных формационных групп месторождений существенно меняется.

Н.Н. Кривицкая [1977] на примере Дарасунского месторождения показала, что по особенностям химического состава можно различать пириты ранних (обогащены Co и Ni) и поздних (обогащены Ag и Bi) генераций. При этом ранние пириты характеризуются дефицитом серы, а поздние — избытком. По нашим данным [Юргенсон Г.А., Юргенсон Т.Н., 1991; Месторождения Забайкалья, 1995], пириты с дефицитом серы преимущественно распространены в верхней, надрудной части, а с избытком — в богатых золотом отрезках жил (горизонты 407, 617 м); избыток анионов и дефицит катионов обеспечивают преимущественное осаждение золота на пирите с избытком серы. По представлениям Н.Н. Кривицкой, раннее золото ассоциировано с арсенопиритом, а позднее — с пиритом и агрегатами поздних сульфидов. Относительно халькопирита, галенита и сульфосолей этот вывод верен, а относительно пирита он неоднозначен для различных частей жил. Там, где арсенопирит предшествует выделению пирита, с первым связано и золото; а где ранним оказывается пирит — поздние генерации золота. При этом с ранним пиритом связан и теллур, который входит в состав пирита в основном в виде петцита.

В 70-90-х гг. XX в. среди геологов, в том числе и производственников, резко вырос интерес к кристалломорфологии пирита. Наиболее полно кристалломорфологический аспект в изучении пирита рассмотрен в работах Н.З. Евзиковой [1984], Н.З. Евзиковой и Н.С. Беленькой [1977], А.Г. Жабина и др. [1987], А.Ф. Коробейникова и А.Я. Пшеничкина [1985], Ю.Н. Припутнева [1987], В.А. Попова [1984], В.И. Поповой [1972]и др. Разработка комплексного минералого-геохимического шлихового метода, включающего типохимизм пирита и продуктов его изменений в совокупности с кристалломорфологическими признаками, посвящены работы В.Ф. Гуреева и А.М. Гребенчикова [1975, 1979]. По данным этих исследователей, на месторождениях золота и цветных металлов существует однонаправленная зональность, проявляющаяся в смене кристаллов пирита с преобладанием следующих габитусных форм: (100) → → (100) + (111) → (210) по мере приближения к рудному телу. Однако эта зональность типична не для всех месторождений, она типоморфна только для объектов, близких к тем, на которых установлена. В табл. 29 приведены обобщенные данные по эволюционным рядам месторождений различных рудных формаций.

По мнению А.Г. Жабина и др. [1987], указанные ряды могут быть типоморфными, однако для определения типоморфности эволюционного ряда габитусных форм кристаллов пирита требуется материал, характеризующий их изменчивость на всем протяжении рудного тела или жилы (в пределах естественных границ выклинивания) в пространственных координатах с учетом направления движения минералообразующего раствора. При этом важнейшим методическим приемом для выявления эволюционных рядов являются массовое травление кристаллов пирита в аншлифах и математическая обработка полученных данных.

Таблица 29

Эволюция габитусных форм пирита во времени

Смена габитусных форм	Рудная формация, минеральный тип, месторождение	Источник
(100) → (111) → (221) → (321) → (210)	Контактово-метасоматические	(Ц. Самбалхундев, 1981 г.)
(100) → (100) + (210) → (100) + (210) + (111)	Ртутная	[Жабин и др., 1987]
(210) → (210) + (100) → (210) + (100) + + (111) → (111) + (100) → (100)	Грейзеновая, кварц-сульфидно-вольфрамитовый тип	[Барабанов, 1975]
(210) → (210) + (100) → (100)	Колчеданная	[Богуш, 1979]; А.Э. Китаенко, В.Г. Прохоров по: [Жабин и др., 1987]
(100) → (100) + (210) → (210) + (111) → (111)	Золоторудная, Урал, Забайкалье, Приморье	[Попова, 1972]; Г.В. Шубин по: [Жабин и др., 1987]; [Евзикова, Беленькая, 1977; Евзикова, 1984]
(100) → (100) + (210) → (210) + (111) → (111)	Золотосеребряная малоглубинная, Многовершинное, Балейско-Тасеевское	[Евзикова, 1984]; (Юргенсон, 1980 г.); [Методические рекомендации..., 1983]
(210) → (210) + (100) → (100)	Золотокварцевая глубинная, Ирокиндинское	И.В. Попивняк по: [Жабин и др., 1987]; наши данные
(210) → (210) + (100) + (111) → (100) + + (111) → (100)	Золотокварцево-сульфидная, Дарасунское	Наши данные, полученные на основе изучения протравленных сечений кристаллов
(210) → (210) + (100) → (100)	Универсальная	[Жабин и др., 1987]

На основе анализа большого числа литературных данных Л.В. Чернышева [Типоморфизм минералов, 1989] пришла к выводу о различиях эволюционных рядов кристаллов пирита в зависимости от формационной принадлежности эндогенных месторождений[1]:

Рудная формация	Эволюционный ряд габитусных форм пирита
Колчеданная	{100} → {210} → {210} + {100} → {210} + {100} + {111} → {100}
Золоторудные	{210}[1] → {100}[2] + {210} → {210} → {210} + {111} → {111}
Ртутная	{100} → {100} + {210} → {100} → {210} + {111}
Медно-молибденовая	{100} + {111} → {100} → {111}[3] + {210} → {210}
Скарново-полиметаллическая	{100} → {111} → {111} + {210} → {210}

Эволюционный ряд габитусных форм кристаллов пирита вольфрамоносных жил изучен В.Ф. Барабановым [1975]. Кварцевые жилы, залегающие в граните, содержат небольшое количество пирита. Он встречается здесь в виде кубических кристаллов в друзовых полостях, поверхность граней лишена штриховки. Размеры кристаллов от 0,5 до 10 мм по ребру куба.

---

[1] В работе Л.В. Чернышевой, вероятно, опечатки: 1 — вместо {110} должно быть {210}, 2 — вместо {200} — {100} и 3 — вместо {211} — {111} [Типоморфизм минералов, 1989, с. 355].

В жилах в кварцевом порфире пирит развит широко. Он образует прожилковую вкрапленность, заполняет трещины между зернами кварца или образует жилки мощностью до 1–2 см. В друзовых полостях пирит представлен хорошо образованными кубическими кристалликами, нередко притупленными гранями октаэдра. Грани куба имеют грубую штриховку. В поздних жилах гребенчатого кварца пирит находится в виде мелких (1–2 мм) кристалликов. Они имеют форму пентагондодекаэдра или комбинации этой формы с кубом, а также с кубом и октаэдром. Эволюция форм кристаллов представлена на рис. 74.

Пирит сечет вольфрамит и замещает пирротин с образованием характерных петельчатых микроструктур.

По разным авторам вертикальная и горизонтальная зональность в распределении кристаллов пирита различных габитусных форм различаются. Так, для Многовершинного месторождения малоглубинной золотосеребряной формации Н.З. Евзикова и Н.С. Беленькая [1977] установили смену с глубиной октаэдра икосаэдром, затем следует комбинация пентагондодекаэдра с октаэдром, кубопентагондодекаэдром и кубом (рис. 75), что соответствует временно́й последовательности на месторождениях этой формации, свидетельствуя о кристаллизации силикатного рудоносного расплава в направлении сверху вниз [Юргенсон, 1997]. В жилах среднеглубинных и глубинных месторождений золотокварцевой, золотосульфидно-кварцевой и золотокварцево-сульфидной формаций, а также вольфрамо-грейзеновой формации вертикальная смена габитусных форм пирита иная: с глубиной уменьшается доля пентагондодекаэдра и возрастает кубо- и кубооктаэдра.

Различается также и изменчивость габитусных форм пирита разных рудных формаций в направлениях от тыловых (приконтактовых) частей к фронтальным в околожильном ореольном пространстве.

По данным В.Л. Таусона [1989], полученным на основе экспериментов, равновесной формой кристаллов пирита является только куб, а грань октаэдра неравновесна и появляется вследствие "взаимодействия поверхности растущего кристалла с компонентами ростовой среды (включая абсорбцию элементов-примесей)", что подтверждает выводы В.Г. Прохорова [1970], а также наши данные 1985 г. о связи степени развитости этой грани с концентрациями Au, Co, Cu (до 0,05 %) и Bi [Юргенсон Г.А., Юргенсон Т.Н., 1991; Месторождения Забайкалья, 1995]. Следует отметить ошибочность представлений В.Л. Таусона о неравновесности комбинации граней октаэдра и куба вообще. Сам факт проявления грани октаэдра вместо или на месте куба как раз и свидетельствует о

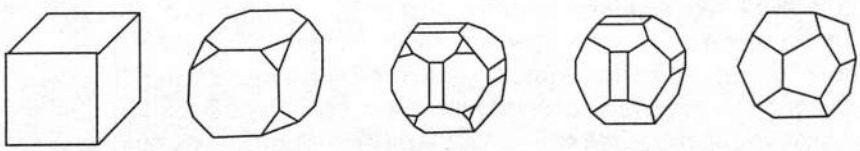


Рис. 74. Эволюция формы кристаллов пирита из 18-го карьера Букукинского месторождения грейзеновой вольфрамовой формации. Восточное Забайкалье (Барабанов, Цзоу Цзун-жун, 1958 г.).

1 — наиболее поздний; *2–4* — промежуточные; *5* — наиболее ранний.

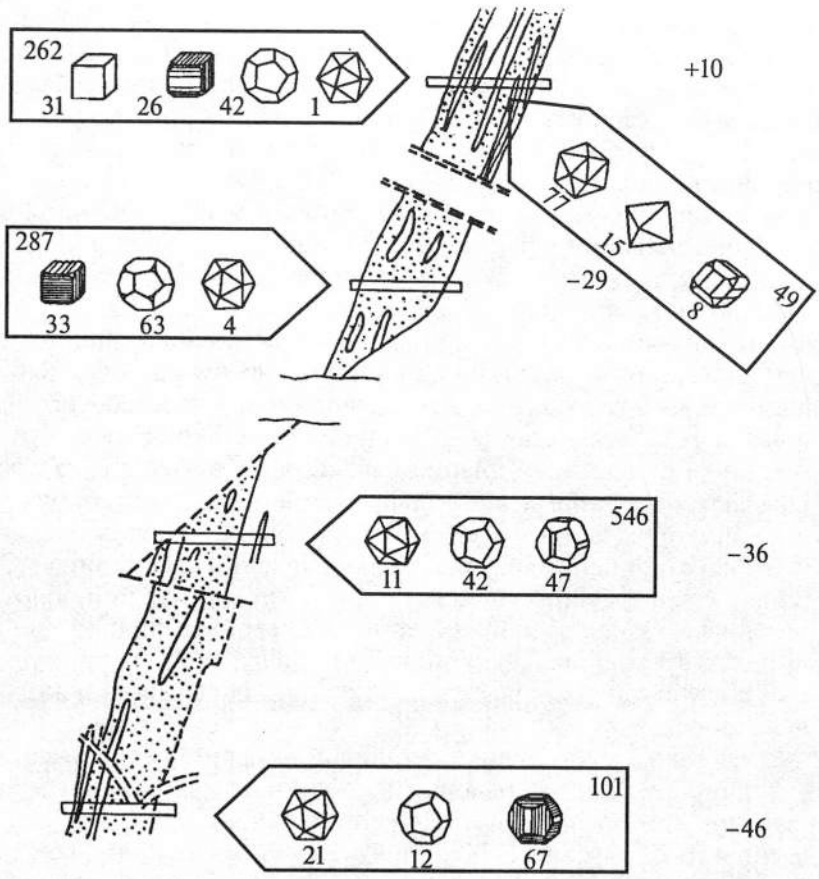


Рис. 75. Изменение формы кристаллов пирита в разрезе золоторудной кварцевой жилы (Верхнее рудное тело Многовершинного месторождения, Нижнее Приамурье) [Евзикова, 1984].

Указаны места опробования, содержания разнотипных кристаллов (цифры под кристаллами, %) и общее число кристаллов пирита в проанализированных пробах с разных горизонтов.

том, что грань куба оказывается неравновесной в определенных *PTX*-условиях и вынуждена замещаться (зарастать) гранями октаэдра. В каждых конкретных условиях с целью достижения равновесия между энергетическим полем кристалла и средой его существования он вынужден покрываться такими гранями и в таких площадных соотношениях, чтобы поверхностная энергия обеспечивала существование данной кристаллохимической структуры. Значит, при изучении природных кристаллических систем необходимо подходить не с позиций классической термодинамики, хотя законы ее в принципе верны, а учитывать реальную диалектику равновесно-неравновесных систем, описанных Д.С. Коржинским и И. Пригожиным (2000 г.). Наблюдаемые нами комбинации различных гранных форм кристаллов реально существуют достаточно длительное время, т.е. они находятся в динамическом равновесии; при всей сложности векторов изменчивости форм кристаллов пирита в объеме конкретных минеральных

тел они, тем не менее, закономерны. При осмысленном подходе использование закономерностей изменчивости форм кристаллов для оценки уровня эрозионного среза либо пространственного положения рудного тела, как показывает опыт, представляется плодотворным.

К числу важных типоморфных признаков пирита относится тип его проводимости. Методы изучения термоэлектрических свойств пирита и арсенопирита и их использование при оценке рудных объектов наиболее полно разработаны в лаборатории физики минералов ЗабНИИ под руководством В.И. Красникова [Методические рекомендации..., 1983]. Однако для использования этого метода необходима дополнительная информация о принадлежности оцениваемого объекта к определенной формации, так сами по себе пределы вариаций ТДЭС не всегда однозначно позволяют отнести оцениваемый объект, например, к золото-, оловорудному и т.д., но с успехом могут быть использованы для оценки уровня эрозионного среза.

Нами в 1971 г. [Юргенсон и др., 1974] впервые было установлено термовысвечивание пирита. Это его свойство только в 1980-х годах вновь привлекло внимание исследователей [Моисеев, 1985; Полванов и др., 1986; Юргенсон Т.Н., 1987а, б]. Природа явления описана Б.М. Моисеевым [1985], который показал радиационную природу дефектов, свойственных пириту. В процессе изучения пирита золоторудных месторождений замечено (Т.Н. Юргенсон, 1988 г.), что распределение пирита, имеющего пик ТВ при 300 °С, ограничено зоной промышленных руд (например, в Эповской жиле Дарасунского рудного поля). Данные о ТВ золотоносных пиритов месторождений в углеродистой формации Узбекистана имеются в работе А.М. Полванова и др.

Типоморфизму арсенопирита в связи с золотоносностью посвящено меньше работ, но тем не менее, как показали М.М. Старова [1980], Н.Н. Кривицкая [1977], Г.Н. Гамянин и др. [1983], А.Я. Пшеничкин и Е.В. Лукьянова [1988], М.С. Сахарова и др. [1988, 1989], а также работы автора (1985–1990 гг.), пределы вариаций состава этого минерала могут быть надежными критериями оценки рудоносности. Имеются данные по кристалломорфологии и ПЭЯ арсенопирита [Пшеничкин, Лукьянова, 1988; Старова, 1980], однако они еще отрывочны и не дают целостной картины пределов изменчивости в зависимости от рудно-формационной принадлежности месторождений. Существенно, что большинство исследователей признает бóльшую ценность результатов изучения типохимизма арсенопирита, чем пирита. Обширные данные по использованию ТЭДС арсенопирита приведены в работах В.И. Красникова и др. [Методические рекомендации..., 1983; Старова, 1980; и др.].

Типоморфизму сфалерита как минералу с переменными свойствами посвящено значительное число работ. Среди них — обобщения М.Г. Добровольской и А.Ю. Ведяева [1989] по сфалеритам полиметаллических месторождений, данные Д.А. Тимофеевского [1972] по Дарасунскому рудному узлу. Обширная сводка по ряду типоморфных признаков (структура и текстура минеральных агрегатов, типохимизм, окраска и микровключения) сфалеритов различных рудных формаций свинцово-цинковых, оловорудных и молибден-вольфрамовых и других формаций выполнена Л.В. Чернышевой [Типоморфизм минералов, 1989]. К числу типоморфных признаков, позволяющих приурочить те или

иные объекты к определенной рудной формации и минеральному типу, относятся пределы или средние значения содержаний Fe, Mn, Cd, In, Ga, Ge и др., политипия, кристалломорфологические особенности и парагенезисы [Типоморфизм минералов, 1989].

Антимонит, являющийся обычным минералом золоторудных месторождений регионов, специализированных на Sb, по данным И.Я. Некрасова, А.А. Конюшка [А.с. 1205655], содержит Au более 10^{-5} %. Как показали Г.Н. Гамянин и др. [1983], антимонит месторождений малосульфидной золотокварцевой формации резко отличается высокими содержаниями Au, Cu, Zn, Pb и As от антимонита всех остальных золоторудных формаций.

Халькопирит — один из самых распространенных минералов золоторудных месторождений и сам факт его присутствия в кварцевых жилах — показатель вероятной золотоносности, а типоморфным элементом принадлежности халькопирита к золоторудному месторождению является Au при содержаниях 1–3 г/т. Параметры ЭЯ халькопирита не специфичны для золоторудных месторождений.

По данным В.С. Салихова и др. [1989], для халькопирита медистых песчаников по сравнению с таковыми из меденосных габброидов характерны недосыщенность S, высокие величины Co/Ni (0,82–2,46), типичны такие примеси, как Ag, Cr, Sb, As, TR, а также исключительное развитие тетрагональной модификации, двух- и трехмодальное распределение величин ТЭДС и относительно меньшие их значения (110–430 для халькопиритов медистых песчаников и 385–495 для меденосных габброидов).

3.3. Вариации строения, состава и свойств пирита

3.3.1. Формы кристаллов пирита и ряды смены габитусных форм

Изучены особенности кристалломорфологии пирита Эповской жилы Дарасунского месторождения, ряда рудных тел Советского, Уконикского, Балейского и других месторождений.

Каменный материал, отобранный по Эповской жиле, позволил проследить изменения форм кристаллов пирита в разрезах вкрест простирания из вмещающих пород и далее через жилу, а также по падению жилы на отрезке между горизонтами 107–717 м.

На продуктивном участке жилы, где она локализована в гранитизированном и березитизированном габбро, на горизонте 407 м в направлении к жиле возрастает доля кристаллов кубооктаэдрической формы. Их особенность — очень слабое развитие граней октаэдра. Доля кристаллов кубопентагондодекаэдрической формы уменьшается в этом направлении (рис. 76). Намечаются прямая корреляция между содержанием Au в кварце и долей кубооктаэдрических кристаллов и обратная — с долей кубопентагондодекаэдрических.

На надрудном участке жилы, где она резко обеднена Au, в целом возрастает доля кристаллов пирита кубопентагондодекаэдрического облика в направлении к зоне околорудных изменений, а в направлении к жильной зоне она вновь уменьшается, локально возрастая лишь в участках, где содержатся сульфидные

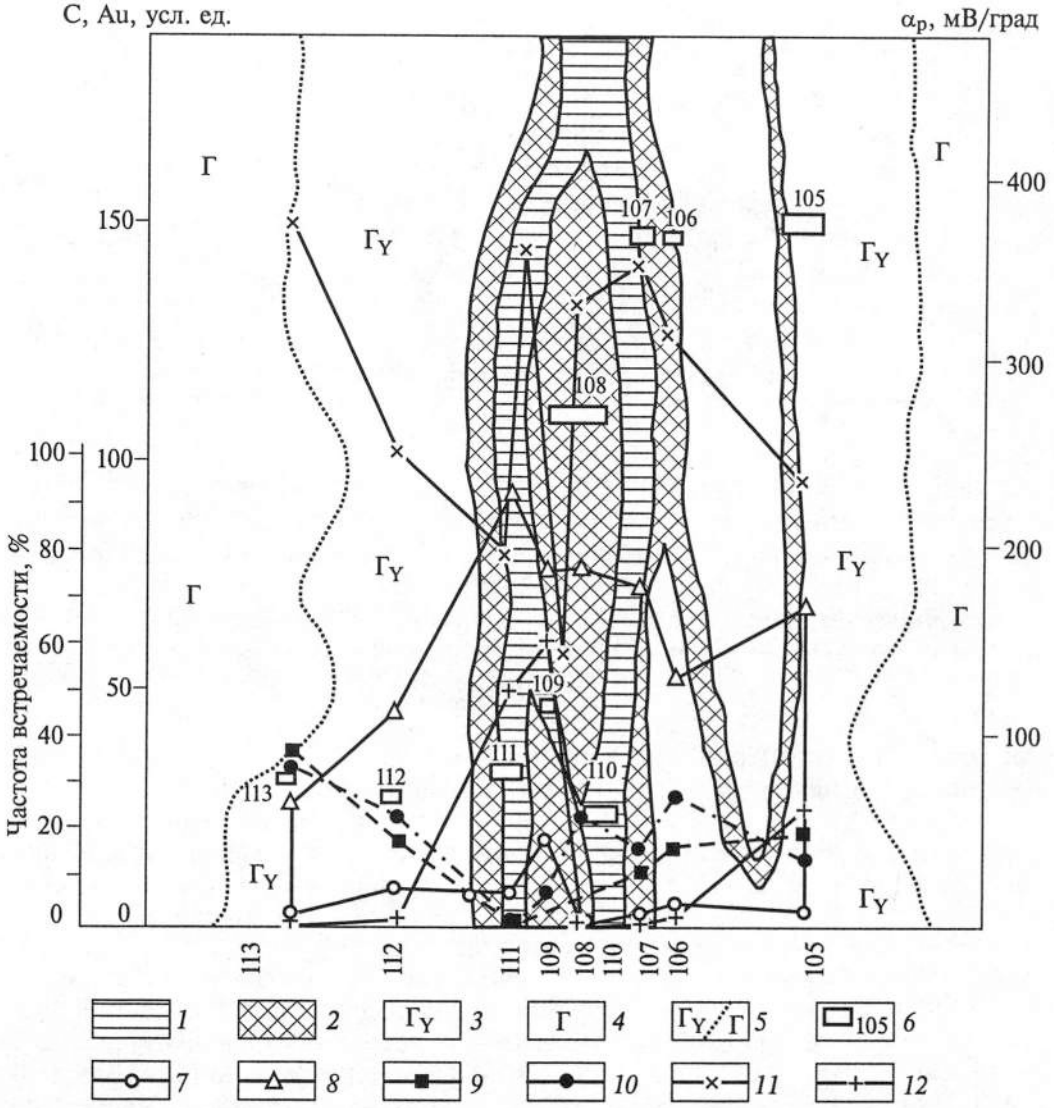


Рис. 76. Распространение гранных форм пирита в сравнении с содержанием золота, величиной коэффициента ТДЭС вкрест простирания Эповской жилы; Дарасунское месторождение, гор. 407 м; масштаб 1 : 10.

1 — жила существенно пиритового состава; *2* — зона интенсивной березитизации; *3* — гранитизированное габбро; *4* — габбро; *5* — контакт между габбро и гранитизированным габбро; *6* — место взятия образца и его номер; *7–10* — кривые распределения гранных форм пирита: *7* — куб, *8* — куб с угнетенной гранью октаэдра, *9* — кубопентагондодекаэдр, *10* — кристаллы сложных форм; *11* — величина коэффициента α_p; *12* — концентрация золота в пирите.

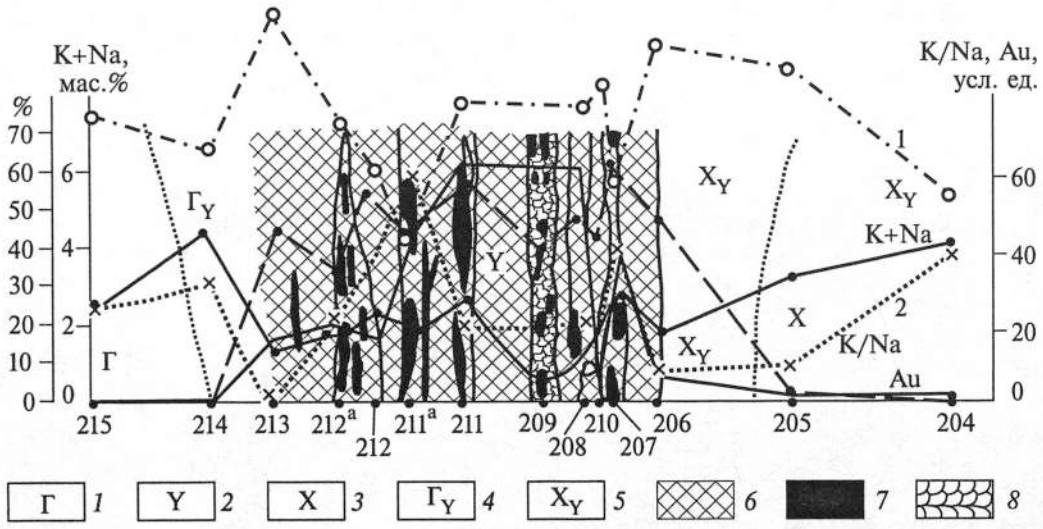
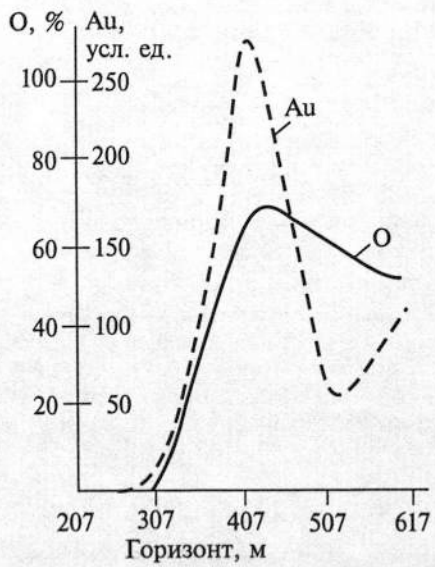


Рис. 77. Изменение гранных форм пирита в сечении через жильную зону; Эповская жила, гор. 107 м.

1 — крупнозернистое габбро; *2* — граносиениты; *3* — диориты; *4* — гранитизированное габбро; *5* — гранитизированные диориты; *6* — околорудноизмененные породы; *7* — сульфиды; *8* — кварц. Кривые развития морфологических разностей кристаллов: 1 — комбинации куба и кубопентагондодекаэдра, 2 — пентагондодекаэдр.

прожилки. В участках развития пирита кубопентагондодекаэдрической формы наблюдается некоторое повышение концентраций золота (рис. 77).

Доля кристаллов пентагондодекаэдрической формы уменьшается при приближении к зоне интенсивной пропилитизации и аргиллизации. В жильной зоне кристаллы этого габитуса мало распространены. Содержание их здесь имеет тенденцию к обратной связи с концентрацией Au.



Указанная последовательность смены пентагондодекаэдра кубооктаэдром в направлении к жиле позволила считать степень развития форм кристаллов пирита, содержащих грань октаэдра, показателем продуктивности. На рис. 78 показано соответствие максимума золотоносности жилы максимуму частоты встречаемости на кристаллах пирита грани октаэдра. Об этом же свидетельствует резкое повышение содержаний Au, Co, Mg и Bi в кристаллах кубооктаэдрической формы по сравнению с кубической и кубо-

Рис. 78. Взаимосвязь частости встречаемости грани октаэдра (O, %) на кристаллах пирита и содержания в них золота.

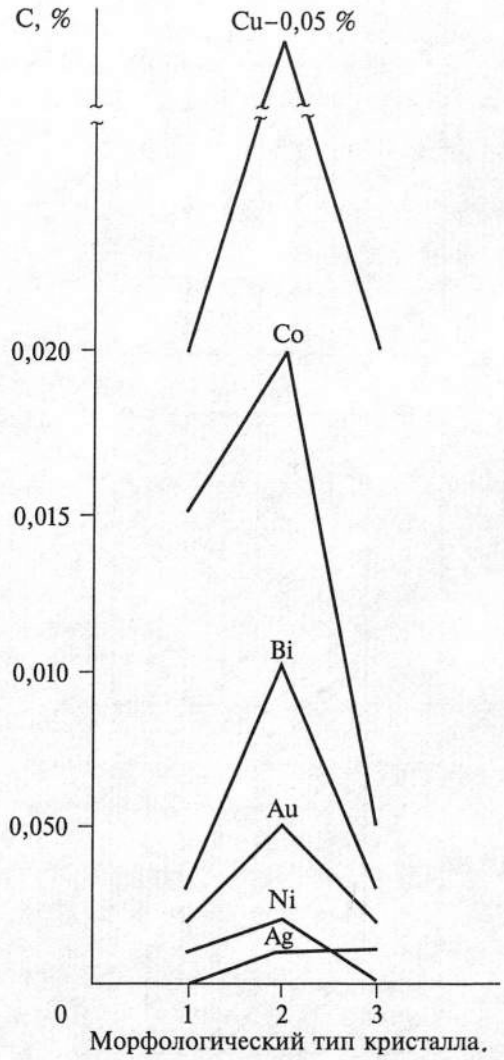


Рис. 79. Изменение концентраций элементов-примесей в пиритах различных морфологических типов.

1 — куб; 2 — куб с подчиненным развитием октаэдра; 3 — комбинация куба и пентагондодекаэдра.

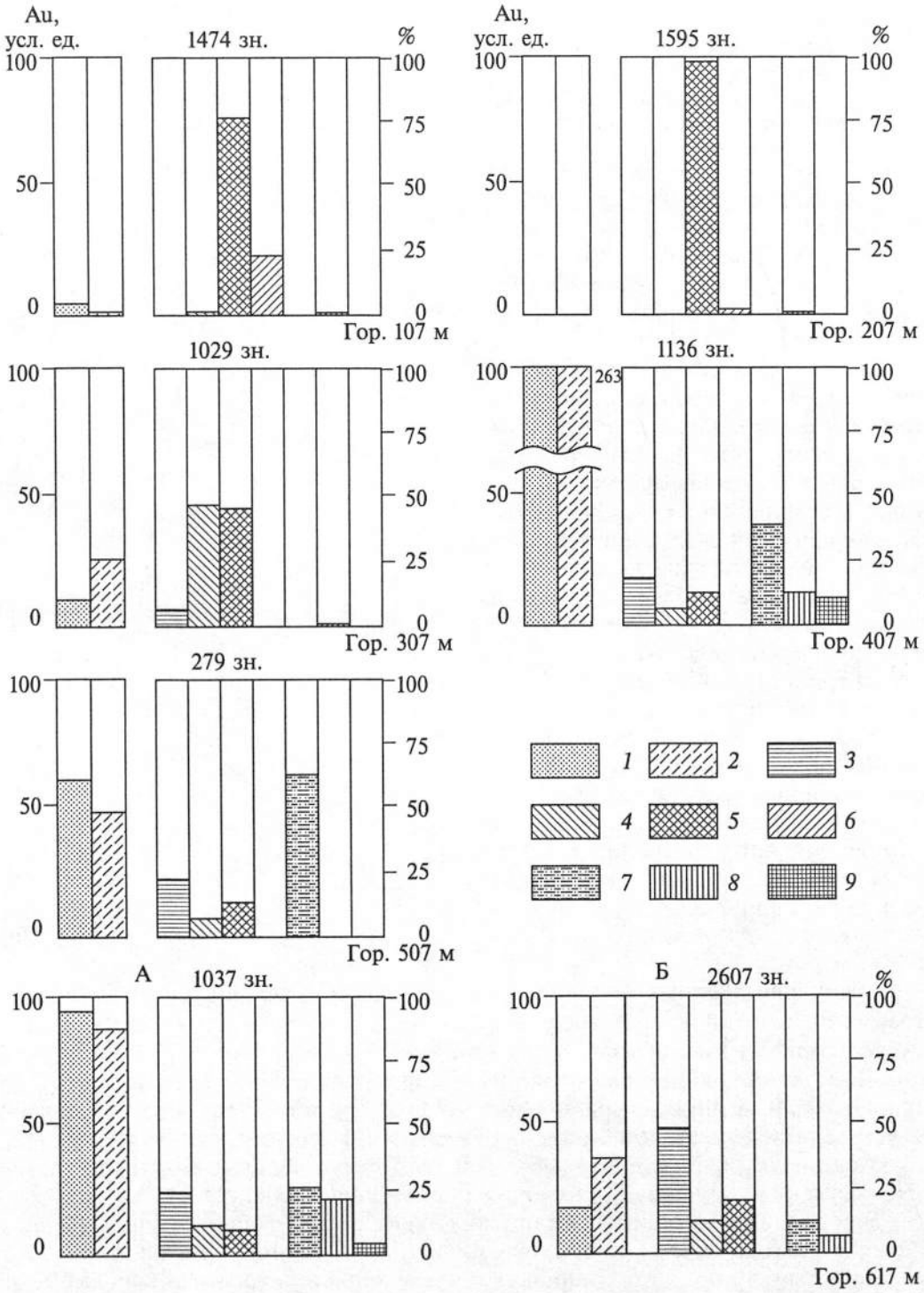
пентагондодекаэдрической (рис. 79). Обогащенность указанными элементами за исключением Au характерна и для многих других месторождений [Типоморфизм минералов, 1989].

В жилах Дарасунского месторождения установлено закономерное уменьшение с глубиной доли пентагондодекаэдрических кристаллов, которые характерны только для надрудной части жилы в изученном интервале по падению, и кубопентагондодекаэдрических. Однонаправленное возрастание с глубиной характерно для доли кристаллов кубической, кубооктаэдрической форм, а также комбинаций кубопентагондодекаэдра с октаэдром (рис. 80) [Юргенсон, 1986].

Для частей жил, содержащих промышленное золотое оруденение, типичны кривогранные кубические кристаллы пирита, простые кубы и кубооктаэдры, характеризующиеся очень слабым развитием грани октаэдра. Только в этих частях жил встречаются кристаллы сложных форм, в частности комбинации кубооктаэдра с пентагондодекаэдром.

Эволюция гранных форм кристаллов пирита, выявленная с помощью их травления, имеет вид: пентагондодекаэдр → комбинация пентагондодекаэдра и кубооктаэдра → кубооктаэдр → куб (см. табл. 29).

Полученные данные позволяют проследить процесс эволюционной самоорганизации МС и считать первой гранной формой пирита пентагондодекаэдрическую на всем интервале глубин. В относительно малоглубинных частях жил, прослеженных по падению на 400–600 м, в связи с большими градиентами *PT*-параметров, кристаллизация пирита прошла одноактно с образованием субсферических (пентагондодекаэдрических) кристаллов, форма которых обеспечивает максимум объема (массы) при минимуме поверхности и позволяет существовать структуре с аномально высокой внутренней энергией и необходимом минимуме энтропии. Но такие кристаллы метастабильны, их морфология не


Au, усл. ед.
1474 зн.
%
100
50
0
75
25
Гор. 107 м
Au, усл. ед.
1595 зн.
Гор. 207 м
1029 зн.
Гор. 307 м
1136 зн.
263
Гор. 407 м
279 зн.
Гор. 507 м
1 2 3
4 5 6
7 8 9
А
1037 зн.
Б
2607 зн.
Гор. 617 м

полностью соответствует теоретической кубической симметрии и энергиям межатомных связей в пирите, характеризующих идеальную структуру. Поэтому в присутствии остаточных растворов и(или) вновь поступающих растворов, если это происходит на фоне медленного снижения температуры, давлений и концентраций, обеспечивающих продолжение роста кристаллов, они покрываются гранями, увеличивающими соотношение поверхности кристалла с его объемом (массой) и соответственно энтропию и уменьшающими внутреннюю свободную энергию. Это приводит к образованию октаэдрических, а в конечном счете кубических кристаллов, наиболее соответствующих симметрии элементарной ячейки.

Увеличение с глубиной доли кубооктаэдрических и кубических кристаллов связано как с возрастанием длительности процесса самоорганизации МС, обусловленным уменьшением градиентов температур и давлений, так и с возможным притоком остаточных растворов сверху из закристаллизовавшихся частей жилы в силу влияния гравитационного поля.

Обогащенность золотом и элементами-примесями пирита кубооктаэдрических и кубических форм с реликтами грани октаэдра может быть объяснена большей длительностью процесса их роста и участием в их формировании остаточных растворов, обогащенных золотосодержащими теллуро-сульфо-хлоридно-гидрооксосиликатными комплексами, которые разрушаются не в начале, а в середине процесса эволюции самоорганизующейся МС.

Кроме кристаллически-зернистого пирита в участках, обогащенных выделениями самородного золота, присутствует, как указывалось выше, тонкозернистый, макроскопически зеленовато-серый, иногда зеленовато-черный пирит поздних генераций, локализованный в осевой части жилы, в мелкодрузовых пустотах. Этот пирит, как показал анализ, значительно недонасыщен серой.

Полученные закономерности в распределении кристаллов пирита определенных форм в зависимости от золотоносности позволяют считать их объективными предпосылками для разработки критериев оценки жил среднеглубинной золотокварцево-сульфидной формации.

Следует отметить, что несмотря на верность подхода к решению задачи об использовании кристалломорфологических особенностей пирита в поисковой минералогии, выводы Н.З. Евзиковой [1984] о кристалломорфологической зональности, полученные в основном на примере Многовершинного месторождения малоглубинной золотосеребряной формации, нельзя применять для оценки месторождений других формаций, не изучив эволюцию гранных форм пирита на каждом из них.

При изучении пирита Дарасунского месторождения в интервале глубин более полукилометра установлена следующая закономерность. В верхних безрудных частях жилы существенно арсенопирит-пирит-сфалеритового состава формы кристаллов пирита представлены комбинациями куба и пентагондодекаэдра и пента-

---

Рис. 80. Изменение с глубиной форм кристаллов пирита в сравнении с содержанием Au.
1, 2 — концентрации золота в пирите (*1*) и в продуктивном минеральном комплексе (*2*); *3–9* — доля кристаллов различных форм: кубы (*3*), кривогранные кубы (*4*), кубопентагондодекаэдры (*5*), пентагондодекаэдры (*6*), кубоктаэдры (*7*), комбинация кубопентагондодекаэдра и октаэдра (*8*), сложные формы (*9*). А и Б — рудные участки одной и той же жилы на гор. 617 м.

гондодекаэдрами. При переходе к зоне промышленного оруденения последние исчезают. Здесь появляется куб, часто кривогранный, с грубой штриховой. Зоне промышленного оруденения, представленной существенно кварц-пиритовым минеральным парагенезисом, соответствуют кристаллы пирита в основном кубического габитуса, часто с очень слабо развитой гранью октаэдра. При этом штриховка на гранях куба отсутствует или редко отмечается тонкая штриховка. В этих условиях четко проявлена корреляция содержаний золота в продуктивном комплексе и в пирите с частотой встречаемости на его кристаллах грани октаэдра; кристаллы пирита с гранью октаэдра обогащены не только золотом, но и элементами-спутниками (см. рис. 78–80). В 1990 г. с целью уточнения полученных ранее закономерностей было продолжено изучение кристалломорфологии пирита на горизонте 617 м вновь открытой по рекомендации автора Женевской жилы и на горизонте 717 м Эповской жилы 1253 кристалла просмотрено Т.Н. Юргенсон.

В результате изучения пирита с гор. 717 м (Юргенсон Г.А., Юргенсон Т.Н., 1991 г.) получено подтверждение вывода о прямой связи золотоносности продуктивного комплекса с частотой встречаемости грани октаэдра: одновременно со снижением ее доли на горизонте 717 м в сравнении с горизонтом 617 м снизилось и содержание Au в продуктивном комплексе. Кристаллы пирита кубооктаэдрической формы характеризуются большей степенью развития грани октаэдра в сравнении с вышележащими частями жилы. Кроме того, появляются кристаллы собственно октаэдрической формы, не отмечавшиеся выше. Таким образом, получил практическое подтверждение эволюционный ряд габитусных форм пирита, выявленный ранее: пентагондодекаэдр → комбинация пентагондодекаэдра и кубооктаэдра → кубооктаэдр → октаэдр.

Совокупность имеющихся данных позволяет считать частоту встречаемости грани октаэдра на кристаллах пирита поисково-оценочным критерием.

Кристалломорфологические исследования пирита золотокварцевого глубинного Советского месторождения подтвердили выводы, сделанные в результате работы на Дарасунском месторождении. Рудные тела с промышленными содержаниями золота имеют здесь кристаллы пирита кубического габитуса со слабо развитой гранью октаэдра. В отдельных рудных телах на более глубоких горизонтах эксплоразведки доля развития грани октаэдра, находящегося в комбинации с кубом, увеличена, и кристаллы имеют кубооктаэдрическую форму. Подобные же выводы получены на Уконикском месторождении. Эти данные подтверждают правомерность и логичность использования кристалломорфологических эволюционных рядов в качестве критериев отличия месторождений золотокварцевой и золотокварцево-сульфидной глубинных и среднеглубинных формаций.

Тем не менее рассмотренные выше различные виды эволюции гранных форм пирита из месторождений различных рудных формаций свидетельствуют о необходимости изучения пирита травлением аншлифов.

3.3.2. Внутреннее строение кристаллов пирита по данным электронной микроскопии

С помощью электронного микроскопа изучены свежие сколы кристаллов пирита большой группы месторождений. При исследовании кристаллов пирита Эповской жилы Дарасунского месторождения В.Н. Аношкиным обнаружено,

что все они имеют крупноблочное строение. Отмеченные морфологические особенности внутреннего строения сведены в табл. 30, а результаты анализа электронограмм — в табл. 31.

Анализ результатов, полученных в 1985 г., показывает, что во всех исследованных зернах пирита присутствуют округлые, иногда со слабой огранкой микровключения размером 2–8 мкм, расположенные в основном вблизи границ блоков. Наиболее крупные из таких включений обнаружены в пирите нижнего

Таблица 30

Внутреннее строение пирита с различным содержанием Au и Ag, г/т

Отметка глубин, м	Номер пробы	Морфологические особенности пирита	Пирит		Общая проба	
			Au	Ag	Au	Ag
1	2	3	4	5	6	7
	10/30	Единичные округлые микровключения размером 2–10 мкм, приуроченные к границам блоков	37,0	7	17,6	27,3
617	19/30	Редкие единичные слабоограненные размером 5–10 мкм микровключения вблизи границ блоков и тонкие полупрозрачные частицы размером 1–3 мкм	88,0	10	94,2	42,5
	22/30	На границах блоков тонкие непрозрачные для электронов изометричные микровключения с шагреневой поверхностью размером 1–10 мкм	5,0	Не обн.	158,8	61,2
	76/30	На отдельных участках скола — плоские изометричные полупрозрачные частицы размером 1–3 мкм. По микродифракции идентифицируются как блеклая руда или петцит. По форме выделений диагностируется как петцит	47,6	5	59,8	130,0
507	82/30	Слабо, реже хорошо ограненные в виде октаэдров микровключения размерами 2–3 мкм. На отдельных участках скола — плоские полупрозрачные утолщенные в центре частицы в форме листика, размер 1,5–3 мкм. Дают электронограмму петцита	92,4	5	13,6	41,6
407	87/30	Единичные округлые микровключения размером 1–1,5 мкм по всей поверхности скола. На отдельных участках — полупрозрачные в виде листочков частицы (1,5–4 мкм), дают электронограмму петцита	261,8	100	277,3	431,7
		По всей поверхности — частицы в виде полупрозрачных листочков размером 4–5 мкм, с утолщенной серединой. К центру скола концентрация их уменьшается. Иногда образуются радиально-пластинчатые агрегаты	68,0	20	148,5	201,5
	133/30А	Очень редкие единичные микровключения размером 1–2 мкм	Не обн.	1	2,2	26,0
307	140/30А	На отдельных участках скола — полупрозрачные микровключения в виде листиков с уплотненным центром. Срастаясь, образуют тонкую пленку с шагреневой поверхностью. Данные микродифракции соответствуют петциту	26,0	2	9,2	16,4

Окончание табл. 30

1	2	3	4	5	6	7
307	140/30	По всей поверхности скола — микровключения, дающие микродифракционную картину петцита. Имеют вид изометричных полупрозрачных частиц размером 1,5–3 мкм с уплотненным центром. Сростки их имеют вид радиально-пластинчатых агрегатов размером 5–7 мкм	10,8	5	13,6	112,2
207	222/30	Единичные полупрозрачные микровключения в виде радиально-пластинчатых агрегатов размером 5–7 мкм. Микродифракция соответствует блеклой руде или петциту	0,4	1	1,0	2,6
	231/30	Скол покрыт пленкой с шагреневой поверхностью; на свободных от нее участках микровключения не обнаружены	Не обн.	5	0,02	6,8
	208/30	Микровключения плоских псевдогексагональных частиц размером 1–7 мкм по всей поверхности скола	0,6	0,5	2,58	20,2
107	211/30А	На границах блоков — скопление непрозрачных для электронов изометричных частиц размером 1–8 мкм	0,4	2	1,73	54,2

Таблица 31

Межплоскостные расстояния по данным микродифракции, Å

hkl	Номер образца											
	76/30	82/30	87/30	109/30	140/30	222/30	110/2	114/2	122/2	1 мкрш	22 бер	1194а
111	—	—	—	5,97	5,97	—	5,95	5,95	—	—	—	—
200	—	5,13	—	4,15	5,15	—	5,16	5,15	—	—	5,16	—
211	—	—	—	—	4,56	—	—	—	—	—	—	—
220	—	—	3,66	3,66	3,66	—	—	3,65	3,67	—	3,67	—
311	—	—	3,11	3,11	3,11	—	3,11	3,11	—	—	3,10	—
222	2,99	2,99	—	—	2,93	2,99	—	—	2,98	2,98	2,92	2,98
400	2,56	2,58	2,56	2,56	2,58	2,55	2,57	2,57	2,56	2,56	2,55	2,57
420	—	—	—	2,30	2,30	—	—	2,28	—	—	2,33	—
422	2,11	2,12	2,12	—	—	2,12	2,10	—	2,10	2,11	—	2,11
511	—	—	1,99	1,99	1,99	—	1,99	—	—	—	1,98	—
440	1,82	—	—	1,83	1,83	—	—	1,84	—	—	1,83	—
600	1,73	1,72	1,72	1,72	1,71	1,71	1,72	1,71	1,72	1,72	1,73	1,72
620	1,62	1,62	—	—	1,63	1,62	—	—	1,63	1,63	—	1,63
622	—	—	1,56	1,56	1,57	—	1,56	1,55	—	—	1,56	—
44	1,49	1,50	—	1,49	1,50	1,49	—	1,49	1,49	1,49	—	1,49
640	—	—	—	—	1,43	—	—	1,42	—	—	—	1,41
553	1,33	—	1,34	—	1,34	1,33	1,34	1,32	—	—	1,34	1,34
800	1,29	1,29	—	1,29	1,30	1,29	—	1,28	1,29	—	—	1,29
820	—	—	—	—	1,25	—	—	1,24	—	—	1,25	—
660	1,21	—	—	—	—	1,22	—	1,22	1,22	—	—	1,21
662	1,18	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
842	1,12	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
664	1,10	—	—	—	—	1,09	—	—	—	—	—	1,10
844	1,05	—	—	—	—	1,06	—	—	—	—	—	—
666	0,98	—	—	—	—	0,98	—	—	—	—	—	—
866	0,89	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

горизонта (617 м). Здесь же отмечены и максимальные их количества. Они определены как Au. Наряду с округлыми микровключениями в зернах пирита всех горизонтов обнаружены тонкие полупрозрачные частицы минерала, идентифицированного с помощью микродифракции как петцит (рис. 81).

Формы и концентрации частиц петцита имеют тенденцию к направленному изменению с глубиной. С уменьшением ее форма частиц и их агрегатов изменяется от субизометричной с нечеткими контурами на горизонте 617 м до четкой в виде листиков с хорошо видимой зональностью в верхней части жилы. Количество микровключений петцита возрастает в интервале глубин от 617 до 307 м. На горизонте 207 м частицы имеют четкие формы, но количество их уменьшается. На самом верхнем горизонте 107 м петцит обнаружен лишь в 10–15 % изученных препаратов пирита [Юргенсон Г.А., Юргенсон Т.Н., 1991].

Полученные результаты позволяют сделать следующие выводы.

На верхних горизонтах значительная часть Au и Ag находится в пирите в виде теллурида — петцита. Концентрации Te, Au и Ag в пределах верхних частей жилы были невелики (см. табл. 30), количество центров кристаллизации незна-

Рис. 81. Микровключения петцита в пирите. Целлюлозно-угольная реплика. Увел. 8000. Дарасунское месторождение. Снимок В.Н. Аношкина; лаборатория минералогии ЗабНИИ.

чительно, и, несмотря на высокие градиенты температур и давлений, кристаллов возникало мало. Но росли они быстро, образуя радиально-пластинчатые агрегаты в тонких трещинках в пирите. С глубиной на уровне промышленного оруденения, где концентрации Au, Ag и Te были выше, возникало больше мелких кристаллов петцита совершенных форм. На более глубоких горизонтах (617–507 м) Au образует две минеральные формы — петцит и самородное золото. Петцит на горизонте 617 м имеет резко подчиненное развитие, золото дает здесь относительно крупные выделения (до 3,5 мм), а теллур в связи с висмутом образует тетрадимит, значительно реже встречающийся на верхних горизонтах месторождения.

Направленность изменения внутреннего строения кристаллов пирита хорошо увязывается с минералогогенетическими выводами, полученными при изучении форм кристаллов.

После того как в 1985 г. были получены первые данные о содержании и распределении петцита в пирите Эповской жилы Дарасунского и в единичных образцах Березовского месторождения, Т.Н. Юргенсон [1996] провела анализ литературы по этому вопросу и предприняла специальное изучение петцитоносности пиритов.

Для всех без исключения изученных к настоящему времени продуктивных минеральных комплексов золоторудных месторождений среднеглубинных формаций типичными являются кварц, пирит, арсенопирит (либо один из них), галенит, сфалерит, теллуриды золота и серебра, минералы ряда тетрадимита—жозеита, сульфосоли меди, самородные золото и серебро, халькопирит и продукты его изменения. Однако, за исключением теллуридов золота и серебра, самородного золота, а также минералов ряда тетрадимита—жозеита, все перечисленные минералы могут входить в состав продуктивных комплексов рудных месторождений свинца, цинка, меди, молибдена, вольфрама, олова. По этой причине они типичны для продуктивных минеральных тел большинства рудных месторождений.

В процессе изучения золоторудных месторождений и в результате анализа литературных данных выявлено, что все золоторудные месторождения отличаются присутствием теллуридов Au и Ag, в частности минералов группы калаверита—петцита, гессита.

Известно, что петцит наряду с другими золотосеребряными теллуридами присутствует в качестве рудообразующего компонента в продуктивных минеральных парагенезисах месторождений малоглубинной золотосеребряной формации. Именно к ней относятся известные находки с крупными, видимыми простым глазом и в обычный световой микроскоп скоплениями петцита на месторождениях Сэкэрымб (Румыния), Калгурли (Западная Австралия), Крипл-Крик, Голд-Хил и Стэнислэус (США, штаты Колорадо и Калифорния), Холингер, Ред-Менбрэй (Канада). В пределах бывшего СССР петцит установлен в рудах месторождений Кафан, Кочбулак, Бургунда, Чадак, Зод и др. [Минералы, 1960; Петровская, 1973; Сидоров, 1978; Хамрабаева, 1983; и др.]. Очень редко петцит встречается в виде обособленных от пирита выделений в парагенезисе с другими теллуридами Au, Ag, Pb в частях золоторудных тел с высокими промышленными содержаниями Au месторождений других формаций, например на колчеданных месторождениях Алтая, золоторудном месторождении Зун-Холба. Такие золото-

рудные тела месторождений средне- и малоглубинной золотосеребряной и колчеданно-полиметаллической формации имеют значительный эрозионный срез, а сам факт наличия макропарагенезиса петцита с другими теллуридами, самородным золотом и сульфидами уже есть факт наличия золотосеребряных либо золото-полиметаллических колчеданных руд.

В связи с тем, что в верхних непромышленных частях рудных жил Дарасунского и других золоторудных месторождений золото в концентрациях 0,01–1,0 г/т тем не менее присутствует почти постоянно, а количество свободного самородного золота всегда ниже его валового содержания, были предприняты поиски тонкодисперсных минеральных форм, в том числе петцита.

По равномерной сети через 20–30 м по жилам отобрано от 30 до 80 образцов. Образцы измельчались до фракции менее 1 мм, которая затем разделялась на две части. Одна из частей, составлявшая 3/4 пробы, измельчалась до фракции менее 0,076 мм и анализировалась на содержание Au и Ag. Из другой части любым известным способом (разделение в бромоформе либо на концентрационном столе, флотацией и др.) выделялась тяжелая фракция, а из нее — монофракция пирита, из которой отбирались 10–30 зерен с последующим изучением их под электронным микроскопом с целью обнаружения петцита. Как и ожидалось, для пирита жил Дарасунского рудного поля в Забайкалье характерно широкое развитие тонкодисперсных, установленных только под электронным микроскопом, включений петцита независимо от того, в какой части жилы, с промышленным или непромышленным содержанием Au, взяты образцы.

В верхних непромышленных частях жил, в которых содержание Au менее $1 \cdot 10^{-4}$ %, либо не обнаруживалось совсем (концентрации менее $0{,}1 \cdot 10^{-4}$), в пирите под электронным микроскопом отмечались включения петцита величиной 0,5–5 мкм в количестве 5–10 кристалликов либо их сростков размером 3,5–7 мкм. В пирите участков жил с промышленным содержанием золота петцит также присутствовал. В целом петцит обнаружен в 81 % проб.

С целью проверки полученных данных изучено 145 образцов пирита из различных золоторудных месторождений СССР (Среднеголготайского, Верхнеалиинского в Восточном Забайкалье, Бамбуйской золотоносной зоны в Западном Забайкалье, Березовского золоторудного на Среднем Урале, Токурского в Среднем Приамурье и др.). Микровключения петцита обнаружены в пиритах всех указанных месторождений. Частота встречаемости его составила от 10 до 100 %.

Включения петцита обнаружены также в пиритах зоны пиритизации, вскрытой в процессе съемки масштаба 1 : 50 000 Е.А. Зайковым и др. в 1985 г. на контакте рассланцованных дацитов и гранитов в верховьях р. Кручина (Вост. Забайкалье), в ее левобережье, в приустьевой части пади Большая Зубкоша. Здесь известны старые отработки богатой россыпи, коренной источник которой не обнаружен. Образцы пирита, с включениями петцита, содержат до 1 г/т золота (обр. 110а/2, 11/2, 122/2). Петцит образует скопления мелких (0,5–1,5) уплощенных веретенообразных кристаллов, по форме похожих на зерна пшеницы (рис. 82). Микродифракционная картина аналогична таковой петцита. Данные микродифракции приведены в табл. 31. Включения петцита обнаружены и в пирите кварцевой жилы в гранитах этого же участка (обр. 46-47/2).

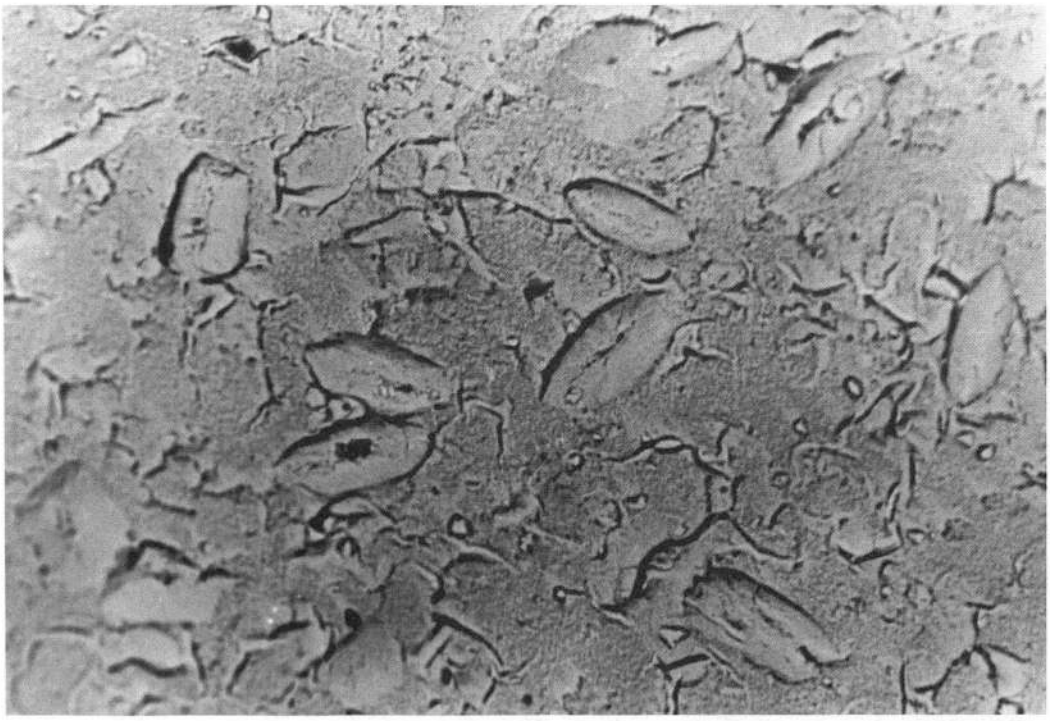


Рис. 82. Микровключения петцита в пирите. Целлюлозно-угольная реплика. Увел. 10 000 раз. Верховья р. Кручина, Забайкалье. Снимок В.Н. Аношкина, лаборатория минералогии ЗабНИИ.

Петцит присутствует в пиритах Березовского золотокварцево-сульфидного месторождения (Средний Урал), в пиритах берилло-вольфрамито-молибденито-пирито-кварцевых жил Джидинского рудного поля, содержащих золото, в пиритах, заключенных в кристаллах кварца пегматитов Мокруши (Средний Урал), локализованных в зоне развития золотоносных жил.

Для определения возможной распространенности петцита в пиритах месторождений, где отсутствует золотое оруденение, было выбрано Калангуйское месторождение флюорита в Восточном Забайкалье, характеризующееся широким развитием пирита. Изучено 10 проб, которые подготовлены к исследованию указанным выше способом. Золото и серебро ни в руде, ни в пирите этого месторождения не были известны, не обнаружены они и нами ни пробирным, ни атомно-абсорбционным методами. Присутствие петцита в пирите из флюоритового месторождения не установлено. В то же время при изучении пирита слабо эродированного Верхнекручининского месторождения флюорита в Центральном Забайкалье под электронным микроскопом в трех из пяти проб (60 %) диагностированы мельчайшие включения петцита. После дополнительно проведенного опробования (49 проб) на золото и серебро жильного кварца, содержащего пирит с включениями петцита, в пределах указанного флюоритового месторождения в нем обнаружено содержание: золота от 0,01 до 5 г/т, серебра от 0,01 до 15 г/т. Этот пример указывает на возможность факта наличия

микровключений петцита в пирите в качестве критерия золотоносности и отношения к золоторудной формации.

После получения приведенных выше результатов изучения характера распределения микровключений петцита в пирите были предприняты специальные исследования для определения критических величин частот встречаемости петцита в пирите, типичных для золоторудных месторождений, а также критические нижние пределы содержаний Au и Ag в минеральных комплексах, являющихся составными частями золоторудных тел. Изучались пириты как над-, околорудных и промышленных частей золоторудных тел, так и явно незолотоносных объектов. Полученные данные сведены в табл. 32. Для всех рассматриваемых золоторудных месторождений частота встречаемости микровключений петцита составляет около 10 % и более. Исключением является пирит Зун-Холбинского золоторудного месторождения, отобранный из участков рудных тел с промышленным содержанием Au (от 67,6 до 84,0 г/т) и Ag (от 57,3 до 254,4 г/т). Примечательно, что петцит в изученных частях продуктивных минеральных комплексов этого месторождения наряду с тетрадимитом, гесситом и самородным золотом образует самостоятельные выделения за пределами границ индивидов пирита (данные М.М. Озеровой). По данным Л.П. Викуловой, петцит образует как самостоятельные выделения, так и прожилки в пирите Сухоложского месторождения золота.

Поле точек в координатах: частота встречаемости проб с пиритом с микровключениями петцита — десятичный логарифм содержания Ag, характеризующее золоторудные месторождения (рис. 83), находится выше границы предельного содержания Ag $0{,}2 \cdot 10^{-4}$ % (минимальное значение $0{,}21 \cdot 10^{-4}$ %, точки 38 и 12, соответствующие Токурскому и Березовскому месторождениям), максимальное значение содержания Ag в незолоторудных месторождениях за редким исключением составляет $<0{,}2 \cdot 10^{-4}$ %.

Рассмотрим исключения из полученного правила.

Для выявления возможных исключений из критических величин изучены переходные типы месторождений — молибденовые и вольфрамовые, в которых отдельные рудные тела содержат примесь Au, не имеющую самостоятельного промышленного значения. На рис. 83 цифрой 49 (точка, характеризующая содержания Au) обозначено Жирекенское месторождение Mo. При содержании золота $0{,}01 \cdot 10^{-4}$ % и отсутствии проб с пиритом с точно диагностированными микровключениями петцита среднее содержание серебра составляет $1{,}7 \cdot 10^{-4}$ % (точка с цифрой 96). Цифрой 2* показано Мало-Ойногорское месторождение молибдена и вольфрама. Здесь также при содержании золота $0{,}01 \cdot 10^{-4}$ % и отсутствии в пробах пирита с микровключениями петцита среднее содержание серебра составляет $0{,}4 \cdot 10^{-4}$ %. Цифрой 26 обозначено Березовское месторождение флюорита. При среднем содержании золота $0{,}01 \cdot 10^{-4}$ % и отсутствии в пробах пирита с микровключениями петцита среднее содержание серебра составляет $0{,}43 \cdot 10^{-4}$ %.

Имеется случай (одна из жил Шахтаминского молибденового месторождения, отработанная до глубины 400 м; на рис. 83 цифра 19), когда при отсутствии проб пирита с микровключениями петцита содержания золота и серебра составляют соответственно $0{,}28 \cdot 10^{-4}$ и $13{,}04 \cdot 10^{-4}$ %. Жила по данным эксплуатации не содержит промышленно значимых концентраций Au.

Таблица 32

Концентрации Au и Ag (г/т) и частота встречаемости микровключений петцита в пирите (%) различных частей золоторудных месторождений

Месторождение, его часть	Au			Ag			Частота встречаемости петцита
	n	$\bar{x}$	σ	n	$\bar{x}$	σ	
Надрудная зона Эповской жилы, Дарасунское, Забайкалье	77	0,31	0,64	104	5,18	9,68	81
Надрудные и околорудные части Восточной зоны Верхнеалинского, Забайкалье	106	0,32	2,67	162	0,68	1,38	20
Периферические непродуктивные части жилы № 160 Токурского, Приамурье	16	0,28	0,40	38	0,21	0,07	12
Сульфидизированные околорудно-измененные породы Среднеголготайского золоторудного, Забайкалье	37	0,81	0,70	120	0,42	0,78	24
Жила № 52, Средний Голготай	15	24,77	25,66	15	4,83	9,62	20
Сульфидизированные околорудно-измененные породы Любавинского рудного поля, Забайкалье	59	0,21	0,23	128	0,37	0,44	26
Пирит-кварцевые лестничные жилы, Березовское золоторудное, Урал	12	4,57	0,60	12	0,21	—	80
Молибденит-пиритово-кварцевые жилы Шахтаминского молибденового, Забайкалье	83	0,18	0,11	83	2,77	1,21	29
Малеевский участок, Забайкалье	453	8,0	5,0	460	37	66	30
Алексеевское золоторудное, Забайкалье	23	2,4	2,6	44	20,1	34,2	50
Ключевское золоторудное, Забайкалье	12	5,5	3,1	22	11,1	13,1	50
Бесапантау, золоторудное, Кызыл-Кумы	150	4,48	12,80	171	1,98	5,65	50
Пирит-берилл-вольфрамитово-кварцевая жила в Джидинском рудном поле (Прибайкалье)	14	0,24	0,19	14	1,12	2,54	10
Зун-Холбинское, продуктивная часть, Саяны	30	67-84[1]	—	30	57-254[1]	—	0
Солонечное флюоритовое, Забайкалье	12	0,1	—	12	0,160	0,26	0
Березовское флюоритовое, Забайкалье	26	0,01	—	26	0,43	0,94	0
Уртуйское флюоритовое, Забайкалье	1[2]	0,01	0	1[2]	0,01	0	0
Надрудная зона Кти-Тебердинского вольфрамового, Кавказ	79	0,16	0,30	65	0,199	0,16	0
Пиритсодержащие породы Кти-Теберды	344	0,20	0,48	334	0,17	0,14	0
Калангуйское флюоритовое, Забайкалье	6	0,02	—	6	0,09	0,04	0
Мало-Ойногорское шеелит-молибденит-пиритово-пирротиновое, Забайкалье	2[2]	0,01	0	2[2]	0,4	0,10	0
Жирекенское молибденовое, Забайкалье	49	0,01	0,02	96	1,7	2,1	0
Шивыртуйское цеолитовое, Забайкалье	59	0,1	—	59	0,17	0,16	0

[1] Размах величин.

[2] Технологическая проба.

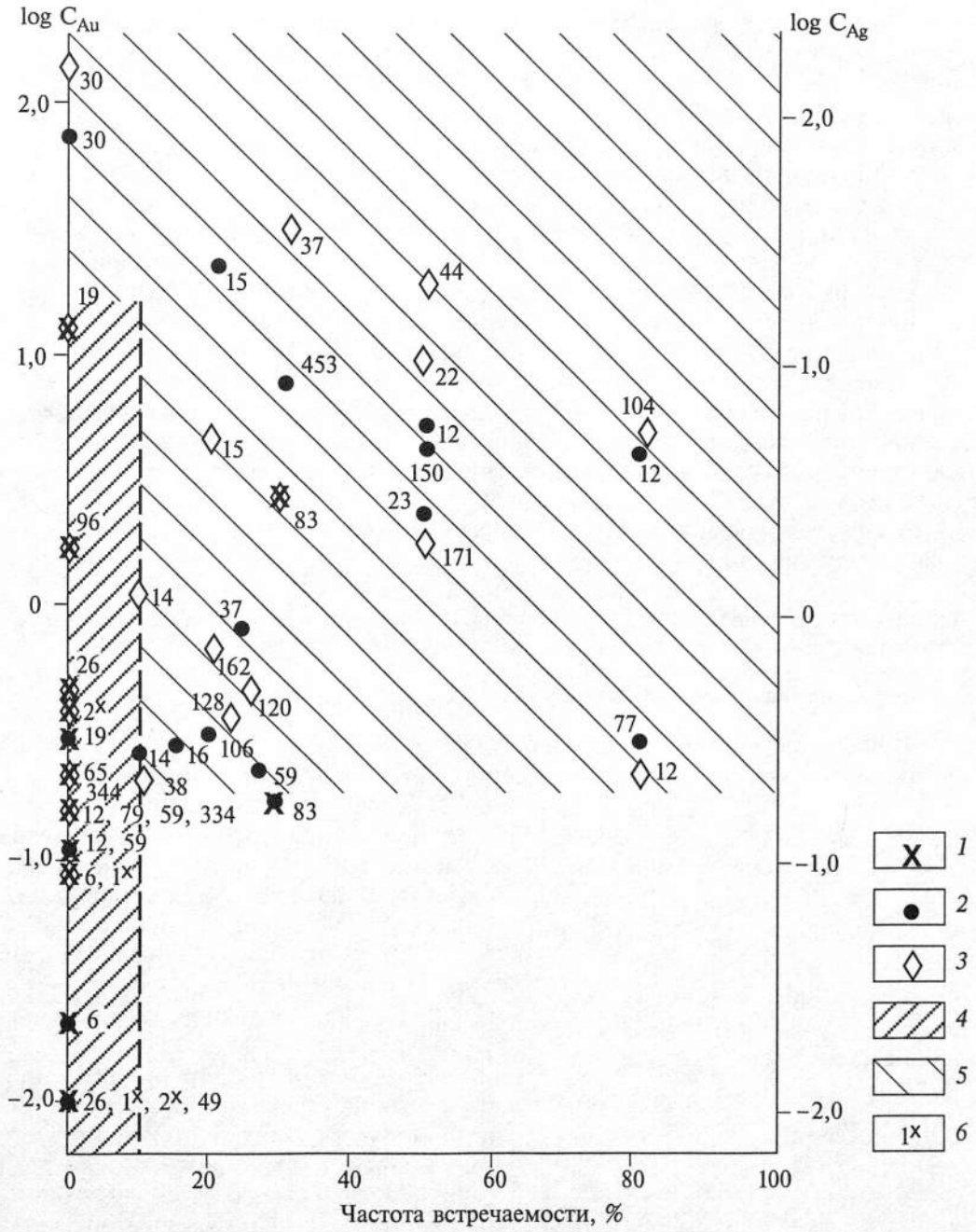


Рис. 83. Частота встречаемости петцита в пирите золоторудных и незолоторудных месторождений разных формаций.

1 — незолотоносный объект; *2* — содержание золота (г/т); *3* — содержание серебра (г/т); *4* — поле точек незолоторудных объектов; *5* — поле точек золоторудных объектов; *6* — технологическая проба. Цифры на рисунке — число определений Au и Ag.

Имеется случай в пределах этого же рудного поля (цифра 83), когда при относительно высокой частоте встречаемости проб с микровключениями петцита в пирите (29 %) и содержании серебра $2{,}71 \cdot 10^{-4}$ % содержание золота оказалось ниже предельного для золоторудного объекта ($0{,}18 \cdot 10^{-4}$ %). Эта жила, отработанная на глубину до 400 м, также не имела промышленных концентраций Au.

Анализ материала по более чем 20 рудным полям, включающим месторождения золота, молибдена, вольфрама, флюорита, цеолитов, где имеет распространение пирит, показал, что пиритсодержащие минеральные агрегаты только золоторудных месторождений характеризуются наличием в совокупности трех критериев:

— наличие микровключений петцита в пирите не менее чем в 10 % проб;

— средние содержания Au в пробах более $0{,}2 \cdot 10^{-4}$ %;

— средние содержания Ag в пробах более $0{,}2 \cdot 10^{-4}$ %.

Соответствие лишь одного или двух признаков полученным критериям не дает основания для суждения о принадлежности объекта к жильному золоторудному месторождению среднеглубинных формаций. На рис. 83 показаны поля точек, характеризующие золото- и незолоторудные месторождения с учетом анализа исключений из правила.

В заключение отметим, что типоморфными минералами продуктивных комплексов месторождений золоторудных формаций являются минералы золота и серебра, теллуриды в том числе, минералы ряда тетрадимита, особенно группы жозеита, отличающиеся высокой степенью замещенности серы на теллур, а также петцит в виде микровключений в пирите.

3.3.3. Вариации стехиометрии пирита

При изучении пирита решались задачи определения концентраций и распределения в нем элементов-примесей и нестехиометричности состава.

Таблица 33

Соотношение S и Fe в пиритах Эповской жилы (по данным химического анализа)

Отметка глубин, м	№ обр.	Отношение атомных количеств S и Fe	Au, г/т
617	7/30	2,050	10,0
	10/30	2,002	37,0
	22/30 тз	1,796	5,0
	19/30	1,974	88,0
507	76/30	2,033	47,6
	82/30	1,942	92,4
	82/30 тз	1,970	4,8
407	87/30	2,282	261,8
	109/30	1,994	68,0
307	133/30А	1,933	Не обн.
	140/30А	1,994	26,0
	140/30	1,953	10,8
207	222/30	1,920	0,4
	231/30	1,964	Не обн.
107	208/30	1,994	0,6
	211/30А	2,000	0,4

В результате химического и локального рентгеноспектрального анализов (соответственно 16 проб и 72 кристалла) пиритов Эповской жилы установлено, что около 50 % его недонасыщено S (табл. 33), у трети изученных пиритов состав близок к стехиометрическому (Fe : S = 1 : 2), а примерно в 20 % случаев обнаруживается избыток S.

Кроме того, выявляются тенденции к образованию субстехиометрического пирита на флангах жилы и в зоне верхнего выклинивания, а пирита с избытком серы — в центральных ее частях, формировавшихся в условиях закрытой системы, относительно высокого давления и высокой фугитивности серы. Однако более типичным для МС, продуктом которой является Эповская жила, был недостаток S, что связано, вероятно, с высокой

железистостью вмещающих основных пород. К нижним участкам жилы, где наиболее активно и глубоко протекали процессы взаимодействия кислой магмы с основными породами, приурочена и основная масса пирротина, образующегося в условиях значительного избытка железа. Поздний тонкозернистый пирит, с которым ассоциирует свободное золото, имеет самый большой дефицит серы (см. табл. 33, обр. 22/30, гор. 617 м); он ассоциирует с пирротином и железистым сфалеритом. Этот пирит содержит мало золота. Характерно, что на этом же гипсометрическом уровне Алмазная жила также содержит много пирротина.

Статистический анализ распределения концентраций золота в пиритах в зависимости от характера и степени их нестехиометричности показал, что максимальные концентрации золота зафиксированы в пиритах с недостатком железа (в среднем 106,5 г/т), а минимальные — в пиритах с недостатком серы (в среднем 25,2 г/т) или с близким к стехиометричному соотношением серы и железа (26,4 г/т). Среднее значение нестехиометричности с недостатком серы для пиритов золоторудных месторождений для 16 проб пиритов золоторудных месторождений составляет 1,988 при $\sigma = 0{,}097$.

Тенденция связи основных промышленных концентраций золота с пиритом, характеризующимся избытком серы или соответственно недостатком железа, видна на рис. 84. Примечательно, что содержание золота в пиритах на горизонте 617 м, где появляется тонкозернистый пирит, в котором большой недостаток серы, четко коррелирует с величиной отношения серы к железу, а содержание золота в продуктивном комплексе — с той ветвью кривой соотношения серы и железа, которая отражает изменение этого соотношения только в основной продуктивной генерации пирита.

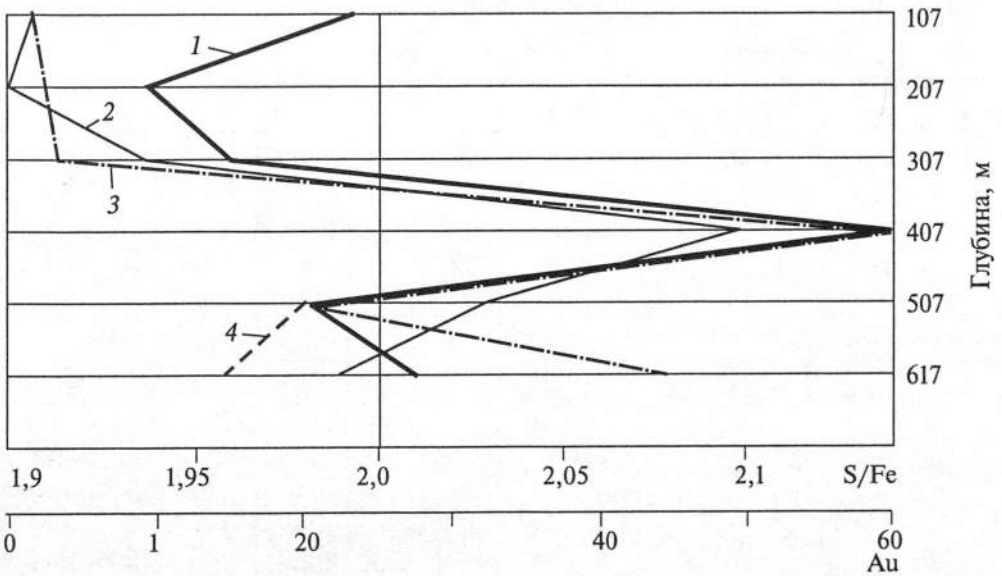


Рис. 84. Изменчивость S/Fe в пиритах основной генерации с глубиной.

1 — S/Fe; *2* — среднее содержание золота в пирите (г/т); *3* — содержание золота в продуктивном комплексе (г/т); *4* — кривая изменения S/Fe с учетом вклада позднего тонкозернистого пирита.

В результате обработки данных локального рентгеноспектрального анализа 78 проб пирита разных золоторудных месторождений установлено, что 79 % проб пиритов характеризуются отношением серы к железу, равным 2,01–2,02. При учете наиболее широко проявленного в пирите изоморфного замещения серы мышьяком, железа кобальтом и никелем полученное соотношение суммы концентраций серы и мышьяка к сумме концентраций железа, кобальта и никеля составило 2,01–2,02 для всех пиритов золоторудных месторождений. Исключением являются Ключевское золоторудное, переходное к молибденовым (1,98), и связанное с ним золотомолибденовое Давендинское (1,99), а также непродуктивная Глубокая жила Любавинского месторождения (2,0). Таким образом, пирит типичных золоторудных месторождений обычно недонасыщен катионами; коэффициент вариации для указанного интервала значений 0,8–1,3 %, а нестехиометричность состава пирита с недостатком железа коррелирует с золотоносностью.

Для сравнения выполнены расчеты меры стехиометричности для 16 образцов пирита флюоритовых месторождений (табл. 34). Выявилось, что максимально стехиометричны пириты кварц-флюоритового типа собственно флюоритовой формации (S/Fe = 2,001), далее следуют образцы пирита месторождений сульфидно-флюоритового типа (1,993).

Явный недостаток серы типичен для пиритов из флюоритоносных пегматитов (1,985) редкометалльно-флюоритовой формации (1,964). Максимальный

Таблица 34

Стехиометрия пирита флюоритовых формаций (обработка аналитических данных А.Р. Файзиева [1991])

Минеральный тип	№ обр.	$I_{стех}$	Статистический параметр			Примечание
			n	$\bar{x}$	σ	
Кальцит-баритово-флюоритовый	1324	1,729	2	1,782	0,076	Могов
	1325	1,836				
Сульфидно-флюоритовый	302	1,998	—	—	—	Верхний Бигар
	336	1,996	—	—	—	
	357	1,993	—	—	—	
	400	2,004	5	1,993	0,012	Диамалик
	1374	1,973	—	—	—	Сабах
Кварц-флюоритовый	102	2,001	1	2,001	—	Рамит
Редкометалльно-флюоритовый	874	2,007	2	1,985	0,031	Дараи-Пиез
	984	1,963	—	—	—	
	207	1,992	—	—	—	Дохони Дарвоза
	—	1,935	6	1,964	0,039	Джижикрут
	124	2,019	—	—	—	Ханока
	199	1,980	—	—	—	Якка-Хона
	733	1,918	—	—	—	Каллаи Занку
	3005	1,942	—	—	—	Самжен
В целом для флюоритовых формаций	—	—	16	1,955	0,073	

недостаток серы типичен для пиритов кальцит-баритово-флюоритового типа собственно флюоритовой формации (1,782), что связано, вероятно, с расходованием серы на образование барита. Избыток ее по отношению к барию связывается с железом, образуя серодефицитный пирит.

В целом серодефицитность пирита золоторудных месторождений (1,988) значительно меньше таковой пирита месторождений флюорита (1,955), что связано, видимо, с общим дефицитом серы во фтороносных МС.

Особенности вхождения железа в пириты из березитов и жил (Эповской жилы и некоторых других) изучались с использованием эффекта Мессбауэра. Анализ спектров ограниченного числа образцов показал, что все железо в пиритах находится в двухвалентной форме, но наметились различия в величинах изомерного сдвига и квадрупольного расщепления. В образцах пирита из березитов изомерный сдвиг составляет 0,44, а в пиритах из жильного выполнения — 0,41–0,42 мм/с. Являются ли эти различия существенными, покажут последующие исследования.

3.3.4. Пределы вариаций статистических характеристик концентраций элементов-примесей в пиритах как типоморфные признаки при рудно-формационном анализе

3.3.4.1. Халькофильные элементы

Золото. Типичный примесный элемент в пиритах золоторудных месторождений, концентрации его варьируют в широких пределах. Если в продуктивном комплексе преобладает пирит, золото обычно связано с ним (в продуктивных комплексах с преобладанием арсенопирита — с арсенопиритом). На данном этапе изученности золотоносности пиритов нижний предел содержания золота в пирите нельзя считать установленным, но содержания менее 0,1 г/т для золоторудных формаций не типичны.

В табл. 35 приведены статистические характеристики элементов-примесей в пиритах месторождений различных золоторудных формаций. В пиритах золоторудных месторождений малосульфидной золотокварцевой (Токурское, Сухоложское, Мурунтауское, Ирокиндинское, Воскресенское, Советское и др.) и золотосульфидно-кварцевой формаций (Среднеголготайское, Фатимовское, Сосновское, Казаковское, часть зон Верхнеалиинского месторождения). Для них характерны невысокие содержания золота в пирите (<30 г/т) при относительно небольших коэффициентах вариации. Наиболее высокими содержаниями золота в пиритах отличаются месторождения золотокварцево-сульфидной формации (см. табл. 35, например, Женевская жила Дарасунского месторождения).

В пиритах переходного золотомолибденового Шахтаминского месторождения пирит-молибденит-кварцевой жилы, выходящей на поверхность, содержание золота менее 0,1 г/т, в то время как в пирите этих и других жил на уровне V горизонта золото присутствует в количестве 5,2 г/т ($\sigma = 5,8$); на флангах пирит таких жил содержит $\leq 5,3$ г/т золота при $\sigma \leq 8,4$. В пирите золотосурьмяного месторождения Сурьмяная Горка установлено менее 5 г/т золота. Практически пирит всех месторождений, не имеющих прямого отношения к собственно золоторудным, содержит золота менее 5 г/т. Но с учетом неустановленности ниж-

Таблица 35

Элементы-примеси в пиритах основной генерации месторождений различных рудных формаций, г/т

Месторождение, его часть	Au				Ag				As				Bi				Co			
	n	$\bar{x}$	σ	$\sigma/\bar{x}$	n	$\bar{x}$	σ	$\sigma/\bar{x}$	n	$\bar{x}$	σ	$\sigma/\bar{x}$	n	$\bar{x}$	σ	$\sigma/\bar{x}$	n	$\bar{x}$	σ	$\sigma/\bar{x}$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Балейское	4	<5	—	—	4	2,1	2,1	1,0	4	1550	1170	0,8	4	≤2	≤2	1,2	3	4	1	0,3
																	4	41	73	1,8
Сурьмяная Горка	2	<5	—	—	2	50,0	0	—	2	≥1%	—	—	2	10	13	1,3	2	52	67	1,3
Малеевское	10	14	45	0,4	20	36,8	34,3	0,9	20	≥5180	≥3500	—	20	41	34	0,8	20	58	73	1,3
Токурское	109	18	16	0,9	109	35,8	136,6	3,8	109	>10000	—	—	109	3	4	1,2	109	35	27	0,8
Сухой Лог[1]	32	30	—	—	32	5	—	—	37	2740	—	—	37	8	—	—	35	406	—	—
Мурунтауский узел:																				
Бесапантау	5	15,2	25,5	—	17	6,3	12,1	1,9	17	>4000	>2720	—	17	7	5	0,7	17	52	61	1,2
Мютенбай	1	<0,1	—	—	2	26,5	33,2	1,2	2	1500	707	—	2	2	1	0,7	2	30	0	—
Советское	22	12	23	2,0	20	6,4	22,1	3,5	20	2930	3440	1,2	20	18	43	2,4	20	114	82	0,7
Ирокиндинское, гидрооксиды по пириту, жилы:	18	≤41,5	≤27,6	~0,7	18	102,1	84,9	0,8	18	1110	620	0,6	18	≤1	≤1	1,3	18	47	31	0,7
Юрасовская	5	7,5	7,7	—	5	13,4	11,2	0,8	5	≤900	≤500	—	5	3	4	1,4	5	46	38	0,8
№ 30	3	10,8	8,8	—	3	10,3	9,5	0,9	3	2500	2290	0,9	3	<1	—	—	3	32	33	1,0
Казаковское	—	—	—	—	4	31	47	1,5	4	1380	3250	2,4	4	138	32,5	2,4	4	6	2	0,3
Среднеголготайское	—	—	—	—	72	7,6	8	1,0	71	6650	3270	0,5	66	63	118	1,9	66	69	72	1,04
Фатимовское	6	28,7	26	0,9	6	22	13	0,6	6	6500	3270	0,5	6	63	118	1,9	6	69	72	1,04
Верхнеалиинское:		10																		
выборка 1	26	10	16	1,6	26	18,8	16,2	0,9	29	5150	3860	0,7	27	142	393	3,8	26	30	40	1,3
выборка 2	1	5,2	—	—	10	14,8	10,5	0,7	8	2020	1020	0,5	10	50	93	1,9	10	8	8	1,0
									10	>3620	>3480	1,0	—	—	—	—	—	—	—	—
Сосновское	22	9	8	0,9	22	5,3	2,3	0,4	20	4950	4230	0,8	22	6	15	2,5	22	32	27	0,84
Алексеевское	4	<5			5	20,3	20,9	1,0	5	940	380	0,4	5	42	11	0,3	5	160	42	0,3
	1	7,6																		
Давендинское	2	0,33	0,07		7	0,8	0,6	0,7	7	<200	—	—	7	16	14	0,8	7	69	49	0,7
					1	2,47														
Бугдаинское[2]	2	0,28	—	—	2	<0,05	—	—	2	250	71	0,3	2	300	283	0,9	2	8	2	0,2
Шахтаминское:																				
поверхность	2	<0,1	—	—	2	2,5	0,7	0,3	2	<200	—	—	2	6	1	0,2	2	110	127	1,2
горизонт V	2	5,22	5,85	1,1	3	3,3	1,5	0,5	3	<200	—	—	3	84	104	1,2	3	70	52	0,7
периферия	4	≤0,75	≤1,4	~1,9	7	2,1	1,3	0,6	7	370	310	0,8	7	46	43	0,9	7	457	299	0,6
фланг	5	5,26	8,38	~1,6	10	3,1	1,7	0,6	10	330	590	~1,8	10	16	13	0,8	10	149	193	1,3
Жирекенское	2	0,19	0,08	—	10	0,9	0,8	0,9	10	<200	—	—	10	≤4	≤3	0,8	10	91	44	0,5
Мало-Ойногорское[2]	1	0,08	—	—	1	1	—	—	1	<200	—	—	1	30	—	—	1	>1000	—	—
Дарасунское в целом	64	19,8	38	1,9	62	34,5	50	1,4	62	2710	3060	1,1	62	61	82	1,3	62	127	104	0,8
Женевская жила	9	116	97	0,8	9	13,6	8,1	0,6	9	>6200	>3600	—	9	61	33	0,5	9	389	336	1,0
Уконикское	2	44,4	43,8	1,0	10	19,5	14,0	0,7	10	>4850	>3250	—	10	6	9	1,5	9	6	4	0,6
																	10	16	30	1,9

Продолжение табл. 35

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Ключевское	8	55,7	—	—	8	13,4	8,4	0,6	8	1520	1040	0,7	8	163	339	2,1	8	86	60	0,7
	1	<5	—	—	—	—	—	—					7	44	32	0,7				
Булуктаевское[2]	1	0,07	—	—	1	2,46	—	—	1	<200	—	—	1	5	—	—	1	500	—	—
Белухинское	13	0,09	—	—	13	17	7	0,4	13	486	750	1,6	13	200	211	1,1	13	34	23	0,7
Айнакское	47	0,13	0,80	—	47	1,2	1,4	1,2	47	570	810	1,4	46	6	4	0,7	49	359	494	1,4
Калангуйское	6	0,07	0,69	—	6	0,09	0,04	0,4	6	5080	3720	0,7	6	<1	—	—	6	12	4	0,3
Верхний Бигар	—	—	—	—	1	2,0	—	—	1	<200	—	—	1	<1	—	—	1	1	—	—
Карахана[3]	—	—	—	—	—	20	—	—	—	—	—	—	—	83	—	—	—	285	—	—
Заплая[4]	—	—	—	—	—	—	—	—	—	650	494	0,76	—	—	—	—	—	40	28,3	0,71
Карлин[5]	—	1400	—	—	—	—	—	—												
Кортез[5]	—	1000	—	—	—	—	—	—												
Золотосульфидная черносланцевая[6]	259	155,9	453,6	—	—	—	—	—	303	464	280	0,60	—	—	—	—	236	14,33	9,1	0,63
Кокпатасское[7]	—	10,3	—	—	—	21,8	—	—	—	5082	—	—	—	—	—	—	—	87,6	—	—
Миндякское[7]	—	24	—	—	—	0,4	—	—	—	384	—	—	—	—	—	—	—	202	—	—

Месторождение, его часть	Cu				Ni				Pb				Zn				Sb			
	n	$\bar{x}$	σ	$\sigma/\bar{x}$	n	$\bar{x}$	σ	$\sigma/\bar{x}$	n	$\bar{x}$	σ	$\sigma/\bar{x}$	n	$\bar{x}$	σ	$\sigma/\bar{x}$	n	$\bar{x}$	σ	$\sigma/\bar{x}$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Балейское	4	165	157	0,9	4	8	9	1,2	3	9	10	4,1	3	87	100	1,2	4	30	17	0,6
									4	56	96	1,7	4	315	464	1,5	—	—	—	—
Сурьмяная Горка	2	1150	1202	1,0	2	4	4	1,0	2	60	14	0,2	2	200	141	0,7	2	125	106	0,8
Малеевское	20	988	924	0,9	20	29	28	1,0	20	645	814	1,3	20	680	1090	1,6	19	120	212	1,8
Токурское	109	220	336	1,5	109	112	79	0,7	109	375	492	1,3	109	538	588	1,1	109	87	66	0,8
Сухой Лог[1]	35	204	—	—	37	546	—	—	37	233	—	—	32	340	—	—	—	—	—	—
Мурунтауский узел:																				
Бесапантау	17	37	36	1,0	17	91	80	0,9	17	35	20	0,6	17	240	170	0,7	17	≤26	≤21	~0,8
Мютенбай	2	75	35	0,5	2	125	106	0,8	2	20	0	—	2	40	14	0,4	2	125	106	0,8
Советское	19	154	144	0,9	19	127	109	0,9	18	238	252	1,1	20	220	660	3,0	20	<30	—	—
Ирокиндинское, гидрооксиды по пириту, жилы:	18	527	545	1,0	18	49	25	0,5	18	464	442	1,0	18	1310	960	0,7	18	<30	—	—
Юрасовская	5	120	104	0,9	5	78	75	1,0	5	90	22	0,2	5	2700	2170	0,8	5	<30	—	—
№ 30	3	63	40	0,6	3	27	21	0,8	3	117	161	1,4	3	137	148	1,1	3	<30	—	—
Казаковское	3	11	16	1,4	4	9	8	0,9	4	134	244	1,8	4	<30	—	—	4	<30	—	—
Среднеголготайское	72	217	446	2,1	72	60	368	6,1	72	1370	1650	1,2	71	1420	2500	1,8	72	49	77	1,6
Фатимовское	6	398	478	1,2	6	14	15	1,1	6	3930	4010	1,0	6	4370	4720	1,1	6	<50	—	—
Верхнеалиинское:																				
выборка 1	29	680	1183	1,7	27	19	17	0,9	29	599	949	1,6	24	1670	3400	2	18	133	224	1,7
выборка 2	10	210	183	0,9	10	26	30	1,2	10	563	404	0,7	10	1850	1630	0,9	10	≤472	≤937	2,0
Сосновское	22	89	127	1,4	22	12	12	1	21	486	291	0,6	22	522	620	1,2	22	25	49	2,0

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Алексеевское	5	1220	1224	1,0	5	136	115	0,8
Давендинское	7	107	66	0,6	7	8	6	0,7
Бугдаинское[2]	2	515	686	1,3	2	<5	—	—
Шахтаминское:								
поверхность	2	200	0	—	2	20	14	0,7
горизонт	3	433	115	0,3	3	50	20	0,4
периферия	7	379	341	0,9	7	171	49	0,3
фланг	10	101	110	1,1	10	105	70	0,7
Жирекенское	10	380	103	0,3	10	36	13	0,4
Мало-Ойногорское[2]	1	2	—	—	1	200	—	—
Дарасунское в целом	62	213	294	1,4	64	28	63	2,2
Женевская жила	9	778	282	0,4	9	74	48	0,6
Уконикское	10	480	653	1,4	10	7	10	1,4
Ключевское	8	669	381	0,6	8	23	15	0,6
Булуктаевское[2]	1	500	—	—	1	5	—	—
Белухинское	13	1669	1318	0,8	13	5	6	1,2
Айнакское	48	968	1460	1,5	47	440	761	1,7
Калангуйское	6	12	4	0,3	6	1	0	0
Верхний Бигар	1	5	—	—	1	20	—	—
Карахана[3]	—	—	—	—	—	72	—	—
Заплая[4]	—	—	—	—	—	40	20	0,5
Золотосульфидная черносланцевая[5]	—	—	—	—	—	—	—	—
Кокпатасское[7]	—	—	—	—	—	72,03	—	—
Миндякское[7]	—	899	—	—	—	457	—	—

него предела золотоносности пиритов при содержании золота менее 5 г/т следует для оценки принадлежности объекта, содержащего исследуемый пирит, к собственно золоторудным формациям использовать дополнительные критерии. В целом же для продуктивных частей месторождений золоторудных формаций типично содержание золота более 5 г/т.

Серебро. Средние содержания Ag в пиритах различных рудных формаций варьируют в пределах 0,05–102 г/т при $\sigma/\bar{x} = 0{,}4–3{,}8$. При этом низкие содержания Ag характерны для пиритов собственно молибденовой ($\bar{x} = 0{,}05–1{,}0$ г/т при $\sigma/\bar{x} = 0{,}9–1{,}0$), молибденит-кварцевой, переходной к золотосульфидно-кварцевой ($\bar{x} = 0{,}8–3{,}5$ г/т при $\sigma/\bar{x} = 0{,}3–0{,}7$), флюоритовой ($\bar{x} = 0{,}09$ г/т; $\sigma/\bar{x} = 0{,}4$), малоглубинной золотосеребряной ($\bar{x} = 2{,}1$ при $\sigma/\bar{x} = 1{,}0$) и грейзеновой редкометалльной ($\bar{x} = 2{,}46$ г/т; $\sigma/\bar{x} = 0{,}9$) и медистых песчаников ($\bar{x} = 1{,}2$ г/т при $\sigma/\bar{x} \sim 1{,}2$). Средние значения усредненных данных содержаний Ag характерны для пиритов золотокварцевой глубинной ($\bar{x} = 6{,}3–6{,}4$ г/т при $\sigma/\bar{x} = 1{,}9–3{,}5$), золотокварцево-сульфидной ($\bar{x} = 13{,}4–34{,}5$ г/т при $\sigma/\bar{x} = 0{,}9–1{,}0$) и грейзеновой вольфрамовой формаций ($\bar{x} = 17$ при $\sigma/\bar{x} = 0{,}4$). Наиболее высокими содержаниями Ag отличаются пириты золотокварцевой, переходной к малоглубинной ($\bar{x} = 26–50$ г/т при $\sigma/\bar{x} = 0{,}9–3{,}8$) и золотосульфидно-кварцевой формаций ($\bar{x} = 5{,}3–102$ г/т при $\sigma/\bar{x} = 0{,}9–1{,}0$). Таким образом, Ag является типоморфным элементом преимущественно среднеглубинных золоторудных формаций.

Окончание табл. 35

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
5	306	284	0,9	5	710	808	1,1	5	≤125	≤83	—
7	30	14	0,5	7	97	94	1,0	7	<50	—	—
2	1150	1202	1,0	2	1500	707	0,5	2	115	120	1,1
2	200	141	0,7	2	60	14	0,2	2	25	7	0,3
3	433	493	1,1	3	117	76	0,6	30	60	36	0,6
7	46	70	1,5	7	87	66	0,8	7	<30	—	—
10	205	235	1,1	10	≤71	≤63	~0,9	10	≤60	≤60	~1
10	32	17	0,5	10	≤67	55	0,8	10	<50	—	—
1	50	—	—	1	50	—	—	1	<30	—	—
62	807	1803	2,2	62	2425	3990	1,6	63	100	87	0,9
9	188	152	0,8	9	2960	4090	1,4	9	<30	—	—
10	792	860	1,1	10	1170	940	0,8	10	≤30	≤31	~1,1
8	72	100	1,4	8	156	221	1,4	8	≤62	≤61	—
1	70	—	—	1	100	—	—	1	<30	—	—
13	465	1312	2,8	13	3200	1667	0,5	13	13	27	2,1
48	<1	—	—	46	62	157	2,5	49	<50	—	—
6	5	1	0,2	6	60	32	0,5	6	133	98	0,7
1	15	—	—	1	<20	—	—	1	50	—	—
—	4950	—	—	—	4410	—	—	—	—	—	—
—	400	—	—	—	150	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	236	69	58,2	0,84
—	202,5	—	—	—	271,4	—	—	—	153,5	—	—
—	60,7	—	—	—	164	—	—	—	—	—	—

Примечание. 1–7 — данные: 1 — Л.П. Викуловой (1978 г.); 2 — по технологическим пробам; 3 — [Василевский, 1988]; 4 — [Нгуен Нгок Кхой, 1988]; 5 — [Воин, 1978]; 6 — [Wells, Mullens, 1973; Wells, Elliott, 1971]; 7 — [Атабекянц, 1975].

Медь, цинк, свинец. Достаточно широко Cu, Zn, Pb распространены в пиритах различных месторождений (см. табл. 35), поэтому статистические характеристики их концентраций не являются самостоятельными рудно-формационными критериями. Максимальные концентрации Cu установлены в пиритах медно-молибден-порфировой, грейзеновой кварцево-вольфрамитовой формаций и в медистых песчаниках (табл. 36), минимальные — в пиритах редкометалльной, серно-колчеданной, скарновой и флюоритовой формаций. В ряду золоторудных формаций от золотокварцевой к золотокварцево-сульфидной возрастает содержание Cu в пиритах, что связано, вероятно, с вхождением в них тонкодисперсных сульфидов Cu, широко распространенных в золотокварцево-сульфидной формации. Тем не менее минимальные содержания Cu типичны для пиритов собственно редкометалльных, серно-колчеданных, сульфидно-флюоритовых месторождений, а также некоторых скарновых.

3.3.4.2. Элементы V группы Периодической системы

Сурьма. Относится к элементам-примесям, характерным для пирита лишь тех золоторудных месторождений, где в качестве примесных минералов присутствуют антимонит и сульфоантимониты. В пиритах золоторудных месторож-

Таблица 36

Содержание меди в пиритах различных рудных формаций, г/т

Рудная формация, минеральный тип	Статистический параметр			
	n	$\bar{x}$	σ	$\sigma/\bar{x}$
Золоторудные в целом	432(17)	403	367	0,91
Малоглубинная золотосеребряная	26(4)	362	365	1,01
Золотокварцевая	152(6)	187	163	0,87
Золотосульфидно-кварцевая	174(8)	496	472	0,95
Золотокварцево-сульфидная	80(3)	535	247	0,46
Кварцево-молибденовая, переходная к золотокварцево-сульфидной	27(2)	244	154	0,63
Медно-молибден-порфировая	22(2)	773	1326	1,715
Грейзеновая редкометалльная	9(3)	280	311	1,11
Грейзеновая, кварцево-вольфрамовая	13(1)	1669	1318	0,79
Редкометалльные*	21	60	—	—
Серно-колчеданная*	171	28	—	—
Медистые песчаники	48(1)	968	1460	1,5
Флюоритовая, сульфидно-флюоритовый тип	7(2)	19	4	0,2
Скарновая*	41	4,6	—	—

Примечание. Звездочкой отмечены данные Л.В. Чернышевой [Типоморфизм минералов, 1989]. В скобках — число месторождений.

дений глубинных формаций концентрации Sb < 30 г/т. Характерна она также для пирита месторождений флюорита.

Мышьяк. В пиритах золоторудных и переходных к ним шеелитсодержащих формаций (Казаковское, Кти-Тебердинское месторождения) As находится в концентрациях в среднем более 2000 г/т при $\sigma/\bar{x} \sim 0{,}6$. Пирит месторождений среднеглубинных золотосульфидно-кварцевой и золотокварцево-сульфидной формаций (например, соответственно Алексеевского и Ключевского месторождений), переходных к медно-молибденовым, содержат значительно меньше As ($\bar{x} \leq 1000$ г/т). Относительно низкие концентрации As (~400 г/т при $\sigma/\bar{x} \sim 1{,}6$) типичны для пирита месторождений вольфрама грейзеновой формации (Белухинское, Букукинское, Бом-Горхонское и др.). Для серно-колчеданной формации содержание As в пирите в среднем составляет 75 г/т [Типоморфизм минералов, 1989]. Одни из самых низких концентраций As установлены в пиритах осадочных и осадочно-метаморфогенных месторождений, в которых присутствуют Co, Ag и Au (Айнакское, Удоканское и др.). Они отличаются также относительно низкими ($\bar{x}$ = 400–600 г/т при $\sigma/\bar{x}$ = 1,4) содержаниями, но сопоставимыми с нижним содержанием As в пиритах золоторудных месторождений. Очень незначительные ($\bar{x} \leq 200$ г/т при $\sigma/\bar{x}$ = 0,3–2,0) содержания As типичны для пиритов собственно молибденовых месторождений (Давендинское, Жирекенское, Мало-Ойногорское), серно-колчеданных ($\bar{x} \sim 36$ г/т) [Типоморфизм минералов, 1989] и редкометалльных грейзеновой формации (Булуктаевское).

Можно считать, что при содержании Au в пирите более 5 г/т и As более 900 г/т ($\sigma > 380$) объект может быть отнесен к месторождениям золоторудной формации.

Таблица 37

Содержания Bi в пиритах различных рудных формаций

Рудная формация	Статистический параметр			
	n	$\bar{x}$	σ	$\sigma/\bar{x}$
Золоторудная в целом	376(18)	38	50	1,30
Малоглубинная золотосеребряная	18(3)	12	17	1,44
Золотокварцевая	1,77(6)	9	12	1,35
Золотосульфидно-кварцевая	101(6)	44	51	1,15
Золотокварцево-сульфидная	80(3)	77	80	1,04
Кварц-молибденитовая, переходная к золотосульфидно-кварцевой	29(2)	39	30	0,78
Медно-молибден-порфировая	13(3)	111	164	1,47
Грейзеновая редкометалльная	12(3)	5	—	—
Грейзеновая кварцево-вольфрамитовая	13(1)	200	211	1,10
Медистые песчаники	47(1)	6	4	0,70
Медно-колчеданная *	14(1)	19	14	0,70
Флюоритовая				
Сульфидно-флюоритовый тип	6(1)	12	4	0,30

Примечание. Звездочкой отмечены обработанные данные А.Г. Жабина и др. [1987]. В скобках — число месторождений.

Висмут. Присутствует Bi в пиритах месторождений золоторудных, молибденовых и вольфрамово-рудных, медистых песчаников (Удоканское, Джезказганское, Айнакское, Афганистан [Наркелюн и др., 1983]), образуя широкий спектр концентраций (см. табл. 35, 37). С.М. Бойко [1983] приводит данные о содержании Bi в пирите, свидетельствующие об их возрастании от олово-полиметаллических (сульфидно-касситеритовая формация) к молибденовым и вольфрамовым грейзеновой формации соответственно 6, 15 и 30 г/т. Судя по данным табл. 35, 37, подобная тенденция в сравнении молибденовых и вольфрамовых формаций в целом выдерживается (соответственно $\bar{x} = 62{,}7$ при $\sigma/\bar{x} = 1{,}48$ и $\bar{x} = 200$ при $\sigma/\bar{x} = 1{,}1$). При сопоставлении отдельных объектов по содержанию Bi в ряде случаев возможны отклонения от этой тенденции. Например, $\bar{x}$ висмута в пирите Бугдаинского месторождения, извлеченного из технологических проб, равен 300 г/т при $\sigma = 283$, а Белухинского месторождения по 13 пробам эта величина составила только 300 г/т при $\sigma = 211$. При рассмотрении отклонения от указанной тенденции следует иметь в виду, что Бугдаинское месторождение является комплексным, содержащим Mo и W. Содержания Bi в пиритах золоторудных месторождений варьируют в пределах (г/т): 1–163 ($\bar{x} = 38{,}9$ при $\sigma = 50{,}5$ и $\sigma/\bar{x} = 1{,}30$).

В качестве рудно-формационного критерия статистические характеристики концентраций Bi могут быть использованы только в совокупности с другими признаками.

3.3.4.3. Сидерофильные элементы

Концентрации Co и Ni в пиритах месторождений всех формаций широко варьируют ($\bar{x} = 4 \div 6$ до $400 \div 500$ г/т при $\sigma/\bar{x} = 0{,}7$–$1{,}3$ для Co и $\bar{x} = 9$–546 г/т при $\sigma/\bar{x} = 0{,}6$–$1{,}0$ для Ni). Исключение составляют пириты железорудных фор-

маций (970–1126 г/т) для Co соответственно скарновой и рудно-силикатной по Г.С. Риппу [1983], по содержанию Ni эти пириты не выделяются. Пирит медно-никелевой формации имеет следующие характеристики: 22–1500 г/т при $\bar{x} = 537$ г/т и $\sigma/\bar{x} = 0{,}52$, для Co 70–900 г/т при $\bar{x} = 762$ г/т и $\sigma/\bar{x} = 0{,}65$ для Ni. Поэтому статистические характеристики концентраций Co и Ni не могут использоваться в качестве критериев выделения формаций.

3.3.4.4. Отношения между концентрациями элементов-примесей в пирите

Среди величин соотношений элементов-примесей в пирите наиболее важным для рудно-формационной классификации, как известно, имеет кобальт-никелевое отношение [Типоморфизм минералов, 1989]. В сводке Л.В. Чернышевой оно изменяется от 0,7 для пирита осадочных месторождений до 1,5; 5,0 и 7,7 соответственно в ряду гидротермальные месторождения, метаморфические горные породы, контактово-метасоматические образования. В результате изучения составов 558 монофракций пирита различных рудных формаций эта тенденция в принципе подтверждена и уточнена. Автор не выделял отдельно контактово-метасоматические и метаморфогенные пириты. Выявлена тенденция в изменении рассматриваемой величины, представленная в табл. 38.

Величина кобальт-никелевого отношения зависит как от глубины формирования месторождения (Токурское — 0,4, Советское — 1,5), так и от характера пород, его вмещающих, что проявляется даже в пределах одного месторождения (Восточная зона Верхнеалиинского месторождения, локализованная в породах среднего состава, характеризуется пиритом с кобальт-никелевым отношением, равным 1,4; для пиритов Западной зоны, локализующейся в породах основного и среднего составов, эта величина 4,7). Как показал С.М. Бойко

Таблица 38

Величина кобальт-никелевого отношения в пиритах различных рудных формаций

Рудная формация	Статистический параметр			
	n	$\bar{x}$	σ	$\sigma/\bar{x}$
Малоглубинная золотосеребряная	19	0,5	1,1	2,2
Золотокварцевая	195	0,83	0,67	0,81
Золотосульфидно-кварцевая	145	1,08	0,91	0,84
Золотокварцево-сульфидная	70	2,88	1,22	0,42
Медно-молибден-порфировая	19	3,04	1,75	0,57
Молибденовая кварцево-молибденовая	31	3,92	3,1	0,79
Грейзеновая кварцево-вольфрамовая	13	6,8	2,3	0,34
Полиметаллическая[1]	103	4,2	0,36	0,08
Флюоритовая, сульфидно-флюоритовый тип	7	0,62	4	6,45
Медно-колчеданная[2]	13	2,85	1,5	0,53
Медистые песчаники	47	0,82	2,7	3,29
Медно-никелевая[3]	71	0,89	0,65	0,73

[1] Обработаны данные Б.Б. Василевского [1988].
[2] Обработаны данные А.Г. Жабина и др. [1987].
[3] Обработаны данные Б.И. Гонгальского, Н.А. Криволуцкой [1993].

[1983], в ряду вольфрамовых, оловянных и молибденовых формаций возрастает среднее значение Sb/Bi в пиритах и составляет соответственно 0,02; 16 и 20.

По отношению концентраций Pb и Ni среди пиритов золоторудных формаций малой его величиной (2,0–4,7) выделяются пириты золотокварцевых формаций от всех остальных ($\bar{x} \geq 5$).

По величине отношений концентраций Pb и Bi в пиритах контрастно отличаются месторождения золотокварцевой формации (36–133) от месторождений золотокварцево-сульфидной (4,4–5,2).

Пириты месторождений олово-вольфрамовой грейзеновой, олово-полиметаллической (касситеритово-силикатной), медно-молибденовой порфировой и переходных к ней формаций содержат соответственно (г/т): Ni — 1,0, 6, 20; Co — 8,0, 2,0, 20; а величина Co/Ni — 8, 0,33 и 1 [Бойко, 1983].

Пириты олово-вольфрамовых грейзеновых формаций обогащены Sn, Ag, Mn, As.

3.3.5. Особенности кристаллической структуры и свойств пирита

3.3.5.1. Размер элементарной ячейки

Исследованы вариации размера ЭЯ для 88 образцов пирита. Пределы вариаций составляют от 0,5404 ± 0,0003 нм для медистых песчаников Удоканского месторождения до 0,5424 ± 0,0002 нм для золотокварцево-сульфидного месторождения (Дарасунское) и медно-колчеданных месторождений Урала. Размер ЭЯ для пирита золоторудных месторождений минимален для Верхнеалиинского рудного поля (0,5415 ± 0,0004 нм), наименее глубинного среди среднеглубинных, и максимален для Эповской жилы Дарасунского среднеглубинного золотокварцево-сульфидного месторождения (0,5424 ± 0,0002 нм). По данным Н.Н. Кривицкой [1977], вариация находится в пределах 0,54174 ± ± 0,00004 – 0,54194 ± 0,00004 нм, от ранних генераций к поздним. Промежуточные значения ЭЯ имеют пириты Среднеголготайского месторождения золотосульфидно-кварцевой формации (0,54173 ± 0,00006 нм), определенные по 45 пробам, но с ними сопоставимы по этой характеристике пириты месторождений кварц-вольфрамовой грейзеновой формации (Букукинское, Белухинское, Джидинское), для которых среднее значение параметра ЭЯ, определенное по 12 пробам, составило 0,54166 ± 0,00026 нм. В работе [Юргенсон и др., 1974] показано, что размер ЭЯ пиритов месторождений медно-порфировой формации варьирует в пределах 0,54168 – 0,54191 ± 0,00002 нм, что также сближает их с пиритами золото- и вольфрамово-рудных месторождений.

Размеры ЭЯ пиритов флюоритовых месторождений также широко варьируют вне связи с количеством примесей (0,5406–0,5428 нм [Файзиев, 1991]).

Значимые различия отмечены лишь при сопоставлении размера ЭЯ пирита разновременных генераций отдельных жил. Учитывая трудоемкость определения размера ЭЯ и малую рудно-формационную информативность, использование его как типоморфного признака ограничено.

3.3.5.2. Термовысвечивание пирита

Термовысвечивание пирита, природа которого пока неясна, было обнаружено нами еще в 1969 г. [Юргенсон и др., 1974]. Это явление условно отнесено к ЕТЛ. Там же опубликована первая ТЛ-грамма пирита. Поскольку ЕТЛ связана с рекомбинацией ЭДЦ [Марфунин, 1975], естественно было попытаться выявить ее различия у пиритов, отличающихся условиями образования. На рис. 85 приведены обобщенные ТЛ-граммы пирита наиболее близповерхностного из среднеглубинных и типичного среднеглубинного месторождений, отличающихся по морфологии, вмещающей среде и минеральному составу (Восточная зона Верхнеалиинского рудного поля и Эповская жила Дарасунского). ЕТЛ пиритов этих объектов существенно различаются по частотам встречаемости максимумов и их интенсивностям. Пирит Эповской жилы чаще всего имеет ТЛ-граммы с пиками свечения при 290 и 300 °С с максимальной интенсивностью. Пириты Восточной зоны дают ТЛ-граммы с пиком при 300 °С умеренной интенсивности; для пика при 310 °С характерна максимальная интенсивность.

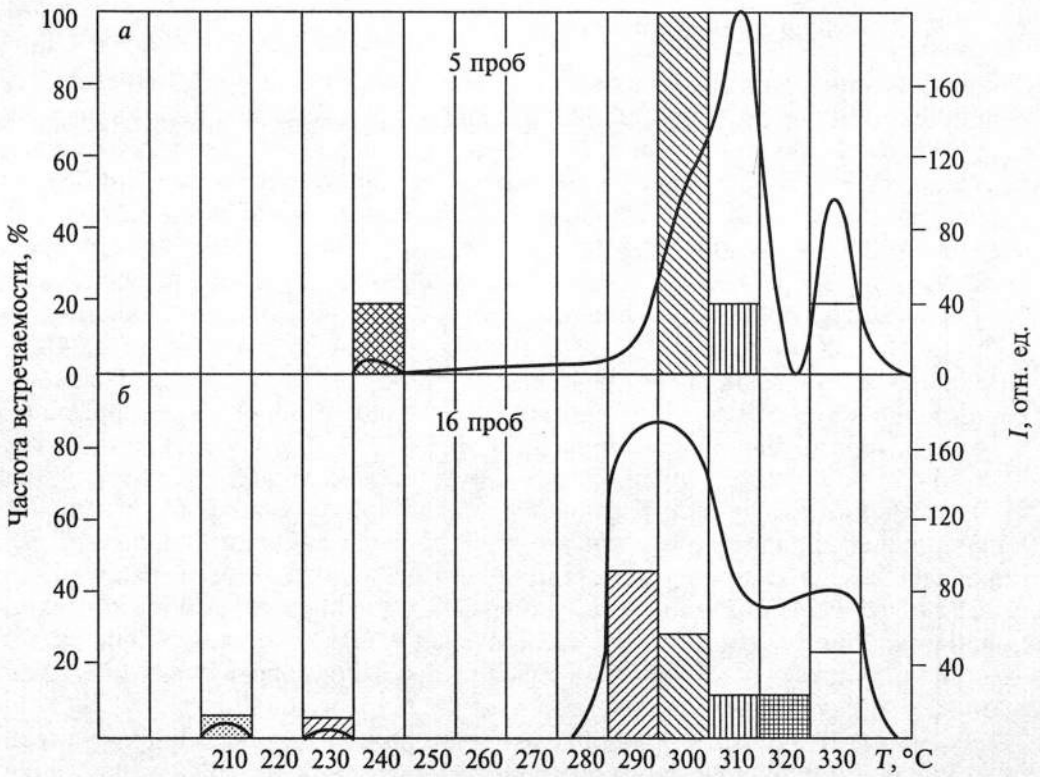


Рис. 85. Обобщенные ЕТЛ-граммы пирита Верхнеалиинского (*б*) и Дарасунского (*а*) рудных полей.

Сплошная кривая — интенсивность свечения; гистограмма — частоты встречаемости образцов, светящихся при указанных на горизонтальной оси температурах.

Исследования пирита золоторудных месторождений [Юргенсон Г.А., Юргенсон Т.Н., 1987] подтвердили полученную закономерность. Была установлена обусловленность частот встречаемости пиков, их интенсивностей и набора пиков морфологическими особенностями месторождения, вмещающей средой, минеральным составом, а также показана ограниченность контура промышленного оруденения Эповской жилы распространенностью пирита с максимумом термовысвечивания 300 °С.

Сравнение ТЛ-грамм пирита месторождений Au показывает (рис. 86), что не все природные образцы обнаруживают способность к термовысвечиванию. Ряд образцов пирита Токурского месторождения не проявляет этого свойства и после часового облучения рентгеновскими лучами с длиной волны 0,564 нм.

Все природные образцы с золоторудных месторождений, обладающие этим свойством, характеризуются наличием высокотемпературных пиков 300, 310 °С. Максимум при 300 °С появляется и у несветящихся природных образцов при определенной дозе их облучения (см. рис. 86). При этом интенсивность пиков определяется дозой облучения.

Метод сопоставления обобщенных термолюмограмм, применяемый для кварца, может быть использован и для пиритов. Так, на рис. 87 показано, как различаются обобщенные ТЛ-граммы для переходного от мало- к среднеглубинным золотокварцевого Токурского и глубинного золотокварцевого Советского месторождений. Если первое характеризуется почти 100-процентной частотой встречаемости максимума при 300 °С средней интенсивности (40 усл. ед.), то для

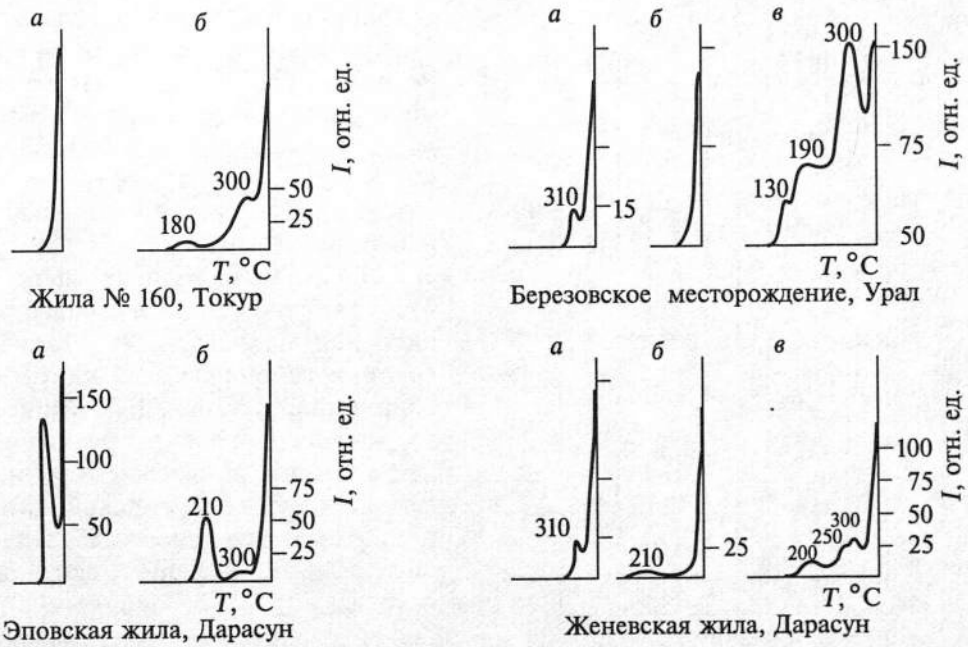


Рис. 86. ТЛ-граммы пирита золоторудных месторождений.

а — природный образец; *б* — отожженный образец, облучен 1 ч; *в* — дважды отожженный образец, облучен 2 ч. Облучение рентгеновскими лучами.

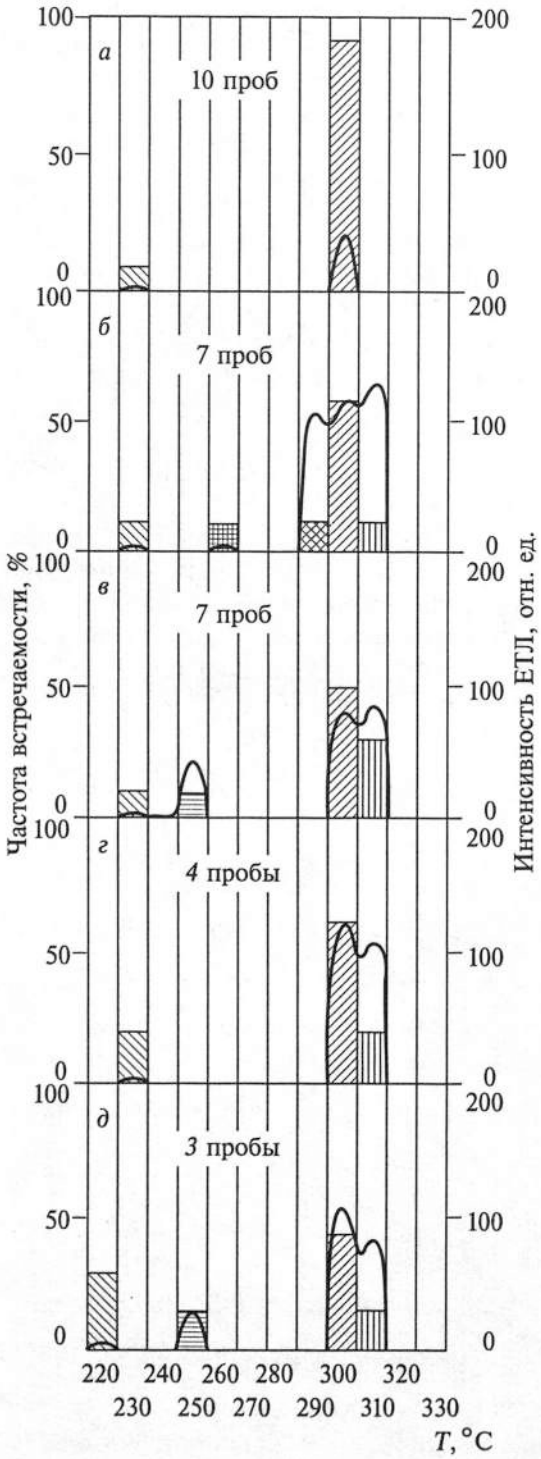


Рис. 87. Обобщенные ТЛ-граммы пиритов золоторудных месторождений.
а — Токурское, *б* — Советское, *в–д* — Дарасунское, жилы: Эповская, гор. 617 м (*в*), гор. 717 м (*д*), Женевская, гор. 617 м (*г*).

Советского месторождения типичны более высокие интенсивности (>100) триплета высокотемпературных пиков 290–310 °С.

Установлено также увеличение интенсивности термовысвечивания в связи с увеличением золотоносности с глубиной.

Природа явления термовысвечивания пирита не объяснена; употребление термина "термолюминесценция" [Полванов и др., 1986] следует считать некорректным. Возможно, природу явления удастся объяснить с помощью представлений о природных радиационных центрах в пирите. Известно, что температура, при которой происходит гибель природных радиационных дефектов, достигает 400 °С; под действием естественного облучения и геологического времени в пирите сохраняются наиболее стабильные радиационные дефекты [Моисеев, 1985]. Обнаруженные отклонения от стехиометрии в составе пирита при привлечении механизма возникновения дефектов в структуре пирита в трактовке Б.М. Моисеева позволяют сделать предположение о том, что высвобождение энергии в процессе термической гибели природных радиационных центров обусловливает свечение пирита при нагревании.

Полученные данные позволяют предложить параметры термовысвечивания пирита в качестве поисково-оценочного критерия и крите-

рия оценки уровня эрозионного среза в комплексе методов, основанных на типоморфизме минералов.

В настоящей работе были предприняты попытки выявить различия пиритов ряда месторождений, пиритов разных частей золотоносной жилы, пиритов из жильного выполнения и околожильного пространства по величине изомерного сдвига Fe^{57} методом ЯГР-спектроскопии. Значимых различий не обнаружено.

3.3.5.3. Термоэлектродвижущая сила пирита и нестехиометричность состава

Для сопоставления с данными по ЕТЛ пирита изучена его ТЭДС на примере Эповской жилы.

В надрудной и фланговых частях жилы, не содержащих промышленного оруденения, распространен пирит дырочного типа проводимости либо со смешанным типом, с преобладанием в значительной степени дырочного типа, что согласуется с известными данными для Дарасунского месторождения [Методические рекомендации..., 1983]. В целом контур распространения пирита смешанного типа проводимости совпадает с контуром распространения пирита с максимумом ЕТЛ при 300 °С.

Полученные с помощью микрозондового анализа данные о составе пиритов позволили предпринять попытку увязать отклонения в стехиометрии пиритов и концентраций примесей в нем со знаком ТЭДС.

С целью прослеживания связи вариаций состава с габитусом кристаллов анализировались кристаллы различной морфологии. Отсутствие возможности изучить состав и термоэлектрические свойства на одних и тех же кристаллах обусловило необходимость статистического подхода. Результаты представлены в табл. 39.

Отклонения от стехиометрического соотношения серы и железа составляют 0,003–0,036 г · атом (0,10–1,2 ат.%). С учетом возможности изоморфного замещения серы мышьяком, сурьмой, висмутом, а железа кобальтом и никелем, по обнаруженным их количествам Т.Н. Юргенсон рассчитано изменение степени нестехиометричности. Из табл. 39 видно, что оно невелико, знак отклонения ни в одной из выборок не изменился, а величина отклонения чаще менялась незначительно. Это позволяет сделать вывод о гораздо большей доле нестехиометричности соотношения S и Fe в сравнении с общим содержанием примесей. Следует отметить достаточно большие величины σ в значениях степени нестехиометричности для кристаллов одной выборки, указывающие на относительно широкие пределы вариаций состава в отдельных кристаллах.

По данным о концентрациях элементов-примесей в пирите и о степени нестехиометричности предпринята оценка количества носителей зарядов (см. табл. 39). При пересчете на 1 $см^3$ с учетом удельного веса пирита порядок цифр соответствует приводимому в [Методические рекомендации..., 1983]. В то же время сравнение знака замеренной ТЭДС и частоты его встречаемости со знаком средних значений отклонений от стехиометрии Fe и S в пирите с учетом больших значений σ не позволяет подтвердить недостатком серы на-

Таблица 39

Оценка нестехиометрии состава кристаллов пирита и знак ТЭДС

Отметка глубин, м	Морфология кристалла	S, г·атом / Fe, г·атом	Недостаток (-) или избыток (+) S, г · атом/моль			Σ(S + As + Sb + Bi), г · атом / Σ(Fe + Ni + Co), г · атом	Недостаток (-) или избыток (+) ΣS и ее заместителей, г · атом/моль			Кол-во носителей зарядов на 1 моль	Знак и число замеров ТЭДС
			n	$\bar{x}$	σ		n	$\bar{x}$	σ		
	Комбинация куба с пентагондодекаэдром	1,964	6	−0,036	0,033	1,980	6	−0,020	0,031	$(5 \pm 16) \cdot 10^{20}$	+20; −1
107	Пентагондодекаэдр	2,006	6	+0,006	0,030	2,004	6	+0,004	0,032	$(1 \pm 16) \cdot 10^{20}$	+10; −0
	Шестоватый	2,014	6	+0,014	0,030	2,013	6	+0,013	0,030	$(3 \pm 15) \cdot 10^{20}$	+2; −10
	Куб	1,993	8	−0,007	0,020	1,990	8	−0,010	0,020	$(2 \pm 10) \cdot 10^{20}$	+10; −0
	Куб с подчиненной гранью	2,003	7	+0,003	0,030	2,009	7	+0,009	0,028	$(2 \pm 14) \cdot 10^{20}$	+10; −0
407	Комбинация куба с пентагондодекаэдром	1,989	6	−0,011	0,020	1,993	6	−0,007	0,019	$(2 \pm 10) \cdot 10^{20}$	+20; −8
	Куб	2,003	6	+0,003	0,031	1,996	6	+0,004	0,034	$(1 \pm 17) \cdot 10^{20}$	+10; −0
	Куб с подчиненной гранью октаэдра	1,995	7	−0,005	0,023	1,994	7	−0,006	0,023	$(2 \pm 12) \cdot 10^{20}$	+10; −0
617	Комбинация куба с пентагондодекаэдром	1,957	8	−0,043	0,022	1,960	8	−0,040	0,024	$(10 \pm 12) \cdot 10^{20}$	+20; −0
	Комбинация куба, пентагондодекаэдра, октаэдра и других простых форм	1,979	2	−0,021	0,025	1,999	2	−0,001	0,028	$(0,2 \pm 14) \cdot 10^{20}$	+10; −5
	Шестоватый	1,988	6	−0,012	0,031	1,987	6	−0,013	0,033	$(3 \pm 16) \cdot 10^{20}$	+0; −10
	Тонкозернистый агрегат	1,993	6	−0,007	0,035	1,992	6	−0,008	0,034	$(2 \pm 17) \cdot 10^{20}$	+10; −0

Примечание. Количество носителей зарядов рассчитано по $\Sigma \pm 2\sigma$.

личие электронного типа проводимости и избытком ее — дырочного [Методические рекомендации..., 1983]. Это указывает на сложный интегральный характер измеряемой ТЭДС.

По установленным соотношениям морфологических разностей пирита была рассчитана суммарная степень отклонения от стехиометрии их смеси. Она сопоставима с результатами замеров знака ТЭДС в естественной смеси. Уменьшение дефицита серы сопровождается появлением пирита с электронным типом проводимости. В то же время близкие по степени нестехиометрии смеси кристаллов дают одинаковые по знаку значения и одинаковую частоту их встречаемости. Отклонения от стехиометрии и знак ТЭДС для естественных выборок пирита следующие:

Отметка глубин, м	Дефицит S и ее заместителей, г · атом	Знак и число замеров ТЭДС
107	0,012	+10
		−0
407	0,004	+11
		−8
617	0,011	+10
		−0

Полученные результаты по отражению симметричной рудной зональности в смене типа проводимости прямо указывают на необходимость дальнейшего изучения электрических свойств пирита в связи с вариациями состава на одних и тех же кристаллах.

В связи с морфологией кристаллов значимых различий в вариациях составов не отмечено.

3.3.6. Типохимизм пирита как критерий рудно-формационного анализа

Все имеющиеся собственные и литературные аналитические данные по статистическим характеристикам концентраций элементов примесей в пиритах приведены в табл. 40.

Золото. Максимальные концентрации Au присущи пириту золоторудных формаций ($\bar{x}$ = 21,9 г/т при $\sigma/\bar{x}$ = 1,13), с учетом данных по месторождениям Кортез, Карлин соответственно 119,75 и 2,84 [Воин, 1978]. Минимальны значения этих чисел для пиритов малоглубинной золотосеребряной формации ($\bar{x}$ = 6,4 г/т при $\sigma/\bar{x}$ = 0,90) и максимальны — для золотокварцево-сульфидной ($\bar{x}$ = 58,47 г/т при $\sigma/\bar{x}$ = 0,69) и черносланцевой золотосульфидной ($\bar{x}$ = 44,75 г/т при $\sigma/\bar{x}$ = 1,26).

Пириты месторождений других формаций, за исключением переходных к золоторудным молибденовой кварцево-молибденитовой, содержат на порядок меньше Au. В пределах 0,13–0,18 г/т при $\sigma/\bar{x}$ = 0,9–1,0 находятся средние содержания Au в пиритах молибден-порфировой формации и медистых песчаников. Пириты остальных изученных формаций характеризуются очень низкими содержаниями Au ($\bar{x}$ < 0,1 г/т при $\sigma/\bar{x}$ < 1,0).

Таблица 40

Содержание элементов-примесей в пиритах различных рудных формаций

Рудная формация, минеральный тип	Au			Ag			Bi			Sb			As			Источник
	n	$\bar{x}$	$\sigma/\bar{x}$	*n*	$\bar{x}$	$\sigma/\bar{x}$	*n*	$\bar{x}$	$\sigma/\bar{x}$	*n*	$\bar{x}$	$\sigma/\bar{x}$	*n*	$\bar{x}$	$\sigma/\bar{x}$	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Малоглубинная золотосеребряная	25	6,4	0,90	26	21,8	0,67	26	15	1,23	26	91,7	0,48	26	2743	0,63	Наши данные
Золотокварцевая	195	15,7	0,72	195	27,05	1,10	195	—	1,35	195	51	0,66	195	3573	0,94	То же
Золотосульфидно-кварцевая	62	10,07	0,84	147	21,22	0,67	148	44	1,15	139	126	1,17	153	579	0,64	»
Золотокварцево-сульфидная	84	58,97	0,69	89	20,25	0,49	96(5)	77	1,04	90(4)	54,2	0,62	89	3820	0,55	»
Черносланцевая золотосульфидная	38	44,75	1,26	38	6,4	0,73	37	8	1	36(2)	1892	1,61	93	15716	1,58	Обработка данных [Воин, 1978; Атабекьянц, 1975], Л.И. Викуловой (1978 г.)
Золоторудные формации в целом	362	21,8	1,13	778	20,09	1,05	473	41	1,19	29	98	1,31	778	3393	0,71	Наши данные
	364	110,75[1]	2,84	470												
Молибден-порфировая	21	0,18	1,06	21	0,65	0,80	24	217	0,13	23	64	0,70	21	203	0,20	Наши данные с использованием данных В.И. Сотникова и др. [Месторождения Забайкалья, 1995]
Молибденовая кварцево-молибденитовая	21	3,18	0,92	21	4,94	1,38	29	39	0,78	23	58	0,62	21	368	0,79	Наши данные
Грейзеновая кварцево-вольфрамовая	13	0,08	0,60	13	17	0,4	13	200	1,1	13	13	2,1	13	488	1,6	Наши данные; [Бойко и др., 1983]
Грейзеновая редкометалльная	9	0,03	0,12	42	1,37	1,12	12	5	0,40	1	<30	—	43	148	0,10	[Типоморфизм минералов, 1989]
Полиметаллическая	—	Н.д.	—	27	0,77	—	—	Н.д.	—	—	Н.д.	—	103	12	—	[Жабин и др., 1987]
Медно-колчеданная	—	—	—	14	3,69	0,53	14	19	0,75	14	43	1,58	14	2607	0,24	[Типоморфизм минералов, 1989]
Серно-колчеданная	7	0,06	—	129	0,23	—	—	—	—	—	—	—	104	3,6	—	Наши данные и обработка данных А.Р. Файзиева [1991]
Флюоритовая, сульфидно-флюоритовый тип	6	0,07	0,7	7	0,36	1,98	7	0,8	0,6	6	133	0,7	10	2720	0,72	То же
кварцево-флюоритовый	7	0,02	0,10	5	0,03	0,3	6	0,8	0,4	7	40	0,1	7	230	0,12	»
кальцит-барит-кварц-флюоритовый	—	—	—	5	0,2	0,96	—	—	—	5	35	0,07	5	94	0,178	»
Пегматитовая	—	Н.д.	—	—	Н.д.	—	—	Н.д.	—	—	Н.д.	—	—	Н.д.	—	[Файзиев, 1991]
Флюоритовые формации в целом	13	0,04	0,79	17	0,15	1,22	13	0,77	0,08	17	64	0,71	18	590	2,29	Наши данные
Медистые песчаники	47	0,13	1,00	47	1,2	1,2	46	6	0,7	49	38	1,4	47	570	1,4	То же
Медно-никелевая	—	Н.д.	—	—	Н.д.	—	—	Н.д.	—	—	Н.д.	—	—	Н.д.	—	[Гонгальский, Криволуцкая, 1993]

Рудная формация, минеральный тип	Co			Ni			Cu			Pb			Zn			Источник
	n	$\bar{x}$	$\sigma/\bar{x}$	*n*	$\bar{x}$	$\sigma/\bar{x}$	*n*	$\bar{x}$	$\sigma/\bar{x}$	*n*	$\bar{x}$	$\sigma/\bar{x}$	*n*	$\bar{x}$	$\sigma/\bar{x}$	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Малоглубинная золотосеребряная	26	33,2	0,59	26	54	0,94	25	3,62	1,01	25	182	1,69	25	280	1,04	Наши данные
Золотокварцевая	195	62,3	0,71	195	71	0,64	195	187	1,01	195	673	1,97	195	1193	1,31	То же
Золотосульфидно-кварцевая	139	53	0,93	148	35	1,27	62	496	0,95	62	564	0,78	62	1535	0,91	»
Золотокварцево-сульфидная	98	125	1,25	91	33	0,87	85	535	0,46	85	465	0,84	85	1678	0,75	»
Черносланцевая золотосульфидная	40	269	0,49	42	2492	1,99	36	777	0,63	36	500	1,16	36	543	0,76	Обработка данных [Воин, 1978; Атабекьянц, 1975], Л.И. Викуловой (1978 г.)
Золоторудные формации в целом	722	83	1,27	476	88 520	1,51 4,26	774	450	0,90	774	513	1,53	774	1030	1,11	

Окончание табл. 40

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Молибден-порфировая	21	366	1,5	22	80	1,31	34	773	1,72	34	411	1,56	34	539	1,54	Наши данные с использованием данных В.И. Сотникова и др. [Месторождения Забайкалья, 1995]
Молибденовая кварцево молибденитовая	24	169	0,86	34	82	0,81	34(3)	244	0,63	34(3)	203	0,76	34	171	1,55	Наши данные
Грейзеновая кварцево-вольфрамовая	13	34	0,7	13	5	1,2	13	1669	0,8	13	465	2,8	13	3200	0,5	Наши данные; [Бойко и др., 1983]
Грейзеновая редкометалльная	9	500	0,15	9	6	0,13	22	280	1,11	23	45	0,79	37	69	0,71	[Типоморфизм минералов, 1989]
Полиметаллическая	75	4,4	—	36	7,2	—	254	85	—	—	50	—	18	65	—	[Жабин и др., 1987]
Медно-колчеданная	14	44	0,94	14	<21	0,76	—	—	—	14	190	1,08	14	2221	2,35	[Типоморфизм минералов, 1989]
Серно-колчеданная	233	10,2	—	177	15,4	—	171	28	—	141	2		196	8,3	—	Наши данные и обработка данных А.Р. Файзиева [1991]
Флюоритовая, сульфидно-флюоритовый тип	6	—		6	4	1,86	6	12	0,3	6	5	0,2	6	60	0,5	То же
кварцево-флюоритовый	7	300	0,1	7	91	0,26	7	19	0,2	7	12	0,3	7	32	0,4	»
кальцит-барит-кварц-флюоритовый	5	86	0,05	5	40	0,06	5	2898	1,95	5	3536	1,27	9	607	2,20	»
Пегматитовая	2	3100	1,32	2	67	0,04	—	Н.д.	—	—	Н.д.	—	—	Н.д.	—	[Файзиев, 1991]
Флюоритовые формации в целом	18	442	3,14	18	34	0,88	18	1443	2,56	18	991	—	18	228	3,04	Наши данные
Медистые песчаники	49	359	1,4	47	440	1,7	48	968	1,5	48	<1	—	46	62	2,5	То же
Медно-никелевая	71	537	0,52	71	762	0,65	—	Н.д.	—	—	Н.д.	—	—	Н.д.	—	[Гонгальский, Криволуцкая, 1993]

[1] С использованием данных по месторождениям Кортез и Карлин [Воин, 1978].

Серебро. Важным типохимическим признаком золоторудных формаций также является Ag ($\bar{x}$ > 5 г/т при $\sigma/\bar{x} \geq 0{,}5–1{,}1$). Для всех остальных формаций, за исключением грейзеновой кварцево-вольфрамовой, в пирите месторождений которой содержание Ag достигает 17 г/т при $\sigma/\bar{x} < 0{,}5$. Приближаются по этому признаку к пиритам золоторудных формаций таковые переходных к молибденовым кварцево-молибденитовым и медно-колчеданным месторождениям ($\bar{x}$ = 4,94 г/т при $\sigma/\bar{x}$ = 1,38). Пириты остальных формаций характеризуются низкими (<1,5 г/т при $\sigma/\bar{x}$ = 0,06–1,98) содержаниями Ag. Относительно высоким содержанием Ag отличаются пириты медистых песчаников ($\bar{x}$ = 1,2 г/т при $\sigma/\bar{x}$ = 1,2) и грейзеновых редкометалльных ($\bar{x}$ = 1,37 г/т при $\sigma/\bar{x}$ = 1,12).

Медь. По содержанию Cu среди пиритов по вариациям средних содержаний выделяются четыре группы формаций: 1) $\bar{x}$ = 12–85 г/т (полиметаллическая, серно-колчеданная и кварцево-флюоритовый и сульфидно-флюоритовые типы флюоритовых формаций); 2) $\bar{x}$ = 217–535 г/т (золоторудные, молибденово-рудные и редкометалльная); 3) $\bar{x}$ = 777–968 г/т (стратиформная золоторудная черносланцевая и медистых песчаников); 4) $\bar{x}$ = 1669–2898 г/т (грейзеновая кварцево-вольфрамовая и кальцит-барит-флюоритовый тип флюоритовой).

Свинец. Низкими содержаниями Pb выделяются пириты большинства флюоритовых серно-колчеданных месторождений ($\bar{x}$ = 2–12 г/т) редкометалльные и полиметаллические ($\bar{x}$ = 45–50 г/т) на фоне золоторудных, молибденово-рудных, медно-колчеданных, кварцево-вольфрамовых ($\bar{x}$ = 182–564 г/т). Лишь пирит кальцит-барит-флюоритовых месторождений содержит аномально высокие его концентрации.

Цинк. Высокими концентрациями (> 1000 г/т) Zn характеризуются пириты большинства золоторудных (за исключением малоглубинной золотосеребряной и черносланцевой), кварц-вольфрамит-сульфидный тип грейзеновых месторождений.

Висмут. Высокие содержания Bi четко выделяют пириты молибден-порфировой и грейзеновой кварцево-вольфрамовой формаций ($\bar{x}$ = 217 и 200 г/т при $\sigma/\bar{x}$ соответственно 0,13 и 1,1).

Сурьма. По очень высокому содержанию Sb четко от всех формаций отличаются пириты золоторудной черносланцевой формации.

Мышьяк. Это типохимический элемент пирита собственно золоторудных формаций ($\bar{x}$ = 3393 г/т при $\sigma/\bar{x}$ = 0,71), а также медно-колчеданной и сульфидно-флюоритового минерального типа флюоритовых формаций ($\bar{x}$ = 2607 г/т при $\sigma/\bar{x}$ = 0,24 и $\bar{x}$ = 2720 г/т при $\sigma/\bar{x}$ = 0,72 соответственно).

3.4. Вариации состава и свойств арсенопирита

3.4.1. Общие замечания

Арсенопирит — один из весьма распространенных минералов постмагматических жильных золото-, оловорудных и полиметаллических месторождений, а также месторождений W, Sn и Be грейзенового и скарнового типов. Ши-

рокий изоморфизм за счет замещения железа никелем, кобальтом, марганцем, а мышьяка сурьмой и висмутом обусловливает целесообразность его изучения для выявления типоморфных признаков. М.М. Старовой [1980] приведены единичные примеры типоморфных признаков состава и электрических свойств арсенопирита. Однако численные значения признаков перекрываются.

Результаты огромного числа измерений ТЭДС арсенопирита, выполненные в ЗабНИИ под руководством В.И. Красникова, обобщены в работе [Методические рекомендации..., 1983].

Автором изучались внутреннее строение, элементы-примеси, ЕТЛ и ТЭДС арсенопирита.

3.4.2. Особенности состава арсенопиритов

Изучены концентрации элементов-примесей в арсенопиритах различных рудных формаций.

3.4.2.1. Стехиометрия

Обработка данных микрозондовых анализов арсенопирита месторождений золотокварцево-сульфидной (Дарасунское), золотосульфидно-кварцевой (Среднеголготайское и Верхнеалиинское) и золотокварцевой (Советское) приведена в табл. 41, 42. В числе примесей, вхождение которых в структуру арсенопирита кристаллохимически оправдано, присутствуют Sb, Co, Ni. Концентрации их соответственно составляют (мас.%) 0,008–0,1, 0,04–3,8 и 0,006–0,5.

Максимальные концентрации всех указанных элементов обнаружены в арсенопиритах золотокварцево-сульфидной формации, минимальные — золотосульфидно-кварцевой.

Из анализа табл. 41 следует, что в арсенопиритах из жил месторождений золотосульфидно-кварцевой и золотокварцевой формаций примеси Sb и Co с Ni не влияют на стехиометрию и мера стехиометричности зависит только от мат-

Таблица 41

Стехиометрия арсенопирита

Рудная формация, месторождение	Статистические характеристики стехиометричности					
	S + As/Fe			S + As + Sb/Fe + Co + Ni		
	n	$\bar{x}$	σ	n	$\bar{x}$	σ
Золотокварцево-сульфидная	13	2,03	0,07	13	1,99	0,02
Дарасунское	12	2,04	0,070	13	1,99	0,02
Женевская жила, гор. 617 м	7	2,00	0,02	7	1,99	0,010
Эповская жила, гор. 717 м	5	2,08	0,08	6	1,98	0,03
	6	2,06	0,09	—	—	—
Золотосульфидно-кварцевая	3	1,96	0,03	3	1,96	0,03
Верхнеалиинское	2	1,97	0,04	2	1,97	0,04
Среднеголготайское	1	1,95	0	1	1,95	0
Золотокварцевая	7	1,97	0,03	7	1,97	0,03
Советское	7	1,97	0,03	7	1,97	0,03

Таблица 42

Элементы-примеси в арсенопиритах изученных месторождений

Месторождение, его часть	Ag			Au			Bi			Co			Ni		
	n	$\bar{x}$	σ	n	$\bar{x}$	σ	n	$\bar{x}$	σ	n	$\bar{x}$	σ	n	$\bar{x}$	σ
Балейское	1	0,5	—	1	2,38	—	1	30	—	1	5	—	1	30	—
Токурское	89	4,5	4,3	93	20	15	84	3	2	85	37	27	92	108	63
	91	26,0	147,0												
Воскресенское[1]	22	4	—	22	80	—	22	30	—	22	1800	—	22	400	—
Любавинское	2	0,8	0,4	3	7,3	4,2	2	40	14	2	100	0	2	70	0
Мурунтауский узел															
Мютенбай	1	10	—	1	0,2	—	1	20	—	1	200	—	1	100	—
Басапантау	10	28,7	33,3	11	61	87	10	205	315	10	261	156	10	441	397
Советское	10	1,0	1,2	3	1,6	1,6	10	10	15	10	194	304	10	42	32
Ирокиндинское	1	5	—	1	4,5	—	1	15	—	1	300	—	1	50	—
Казаковское	22	20	43	22	6,8	9,0	22	10	42	22	86	113	22	75	74
Среднеголготайское	29	3,9	3,2	29	91	61	29	1026	1354	29	241	166	29	283	141
Фатимовское	—	Н.д.	—	7	24,6	26,0	—	н.д	—	—	Н.д.	—	—	Н.д.	—
Верхнеалиинское	19	6,2	10,9	2	24,9	10,2	15	48	48	14	51	114	19	47	30
Восточная зона	5	17,2	19,0	3	20	10	5	211	441	5	307	406	5	82	75
Сосновское	31	10	9,5	31	6,2	3,4	31	32	125	31	59	46	31	19	15
Дарасунское, жилы:															
Эповская	26	46,6	109,7	10	37,3	57,4	26	305	817	26	128	219	26	14	14
Женевская	8	6,3	6,4	10	40	28	8	121	236	8	269	179	8	56	66
Уконикское	1	2	—	1	2,5	—	1	0,9	—	1	1,2	—	1	1,3	—
Андрюшкинское	3	5,7	1,2	3	3,6	5,5	3	11	17	3	47	46	3	17	—
Кти-Тебердинское	1	50	—	1	0,5	—	1	200	—	1	10	—	1	10	—
							11[2]	8		11[2]	40	60	11[2]	1000	3000
Пешковское	1	2	—	1	<5	—	1	30	—	1	200	—	1	200	—
Шерловогорское	1	1	—	1	<5	—	1	10	—	1	10	—	1	3	—
	10[3]	34	22	—	—	—	9[3]	733	1100	10[3]	45	37	—	—	—

Окончание табл. 42

Месторождение, его часть	Cu			Pb			Sb			Zn		
	n	$\bar{x}$	σ	*n*	$\bar{x}$	σ	*n*	$\bar{x}$	σ	n	$\bar{x}$	σ
Балейское	1	40	—	1	5	—	1	200	—	1	20	—
Токурское	92	110	210	85	109	112	91	1680	2100	92	158	341
Воскресенское[1]	22	300	—	22	200	—	22	1800	2300	22	50	—
Любавинское	2	6	1	2	65	50	2	2000	0	2	15	7
Мурунтауский узел												
Мютенбай	1	50	—	1	300	—	1	1000	—	1	150	—
Бесапантау	10	21	31	10	45	33	10	225	92	10	50	58
Советское	10	14	10	10	56	69	10	90	46	10	27	43
Ирокиндинское	1	700	—	1	200	—	1	500	—	1	1500	—
Казаковское	21	39	65	21	131	209	22	80	210	22	243	454
Среднеголготайское	29	128	199	29	53	50	29	451	478	29	57	129
Верхнеалиинское	21	410	475	22	187	421	23	495	1028	19	55	53
Восточная зона	5	294	410	5	676	840	5	680	756	5	126	120
Сосновское	31	275	290	31	1402	2086	31	109	49	31	494	658
Дарасунское, жилы:												
Эповская	26	343	588	26	1956	3118	26	181	199	26	6250	7505
Женевская	8	432	666	8	159	156	8	278	201	8	31	17
Уконикское	1	3	—	1	100	—	1	200	—	1	18	—
Андрюшкинское	3	107	81	3	367	306	3	83	29	3	270	210
Кти-Тебердинское	11	10	—	11	3000	—	11	100	—	11	30	—
Пешковское	1	10	—	1	1000	—	1	100	—	1	200	—
Шерловогорское	1	30	—	9[3]	2333	577	10[3]	1500	1000	10[3]	2550	4960
	—	—	—	1	10	—	1	200	—	1	20	—

Примечание. 1 — по данным А.М. Стрелова (1989 г.); 2 — по результатам лазерного спектрального микроанализа; 3 — [Бойко и др., 1983].

ричных компонентов (S, As, Fe). Арсенопириты из жил золотокварцево-сульфидной формации отличаются относительным преобладанием S + As над Fe, а с учетом изоморфных примесей Sb, Co и Ni мера стехиометричности выше. В целом для арсенопиритов золотосульфидно-кварцевой и золотокварцевой формаций характерен дефицит S, As и Sb. Это связано, вероятно, с глубиной образования и давлением в МС.

Величины давлений, полученные согласно зависимости C_{H_2O}/C_{CO_2} и давления в МС (см. гл. 2) для рассматриваемых месторождений золотокварцевой и золотосульфидно-кварцевой формаций, находятся в пределах 80–95 МПа, а золотокварцево-сульфидной — 70 МПа. Согласно данным табл. 42, действительно арсенопириты с меньшим дефицитом летучих или с их избытком типичны для золотокварцево-сульфидной формации, МС которых отличается меньшим флюидным давлением.

Арсенопириты большинства золоторудных формаций характеризуются возрастанием S/As от ранних генераций к поздним, что впервые для Дарасунского месторождения было отмечено Н.Н. Кривицкой [1977].

3.4.2.2. Вариации состава арсенопиритов

Арсенопириты всех исследованных месторождений содержат Au, Ag, Bi, Sb, Cu, Pb, Co, Ni, Zn, Mg (табл. 42).

Золото. По содержанию Au арсенопириты золоторудных месторождений подразделяются на две группы, характеризующиеся долей арсенопирита в продуктивных минеральных комплексах и его местом в золоторудном процессе. Максимальные концентрации Au присущи арсенопиритам золотосульфидной черносланцевой формации с преобладанием арсенопирита над пиритом (Кокпатас), минимальные — малоглубинной золотосеребряной формации (Балейское) (см. табл. 42). Все золоторудные формации, кроме возможно недостаточно изученной малоглубинной золотосеребряной, имеют высокие ($\bar{x}$ = 18,92–35,1 г/т при $\sigma/\bar{x}$ = 0,46–2,72 и $\bar{x}$ среднем по всем формациям 24,68 г/т и $\sigma/\bar{x}$ = 1,10) содержания Au в арсенопирите, что отличает их от всех других. Арсенопириты других изученных формаций содержат менее 1 г/т Au. Наиболее обогащены Au арсенопириты месторождений, в которых он преобладает над пиритом (табл. 43). Анализ данных этой таблицы свидетельствует также о том, что все золоторудные месторождения подразделяются на две группы: с преобладанием пирита или арсенопирита и соответственно по преимущественному распределению Au в пирите либо арсенопирите. Минимальные концентрации Au в арсенопиритах шеелит-сульфидно-силикатной и касситерит-силикатной (сульфидно-касситеритовый минеральный тип) формаций.

Серебро. По концентрациям Ag выделяются арсенопириты Дарасунского (золотокварцево-сульфидная формация), Кти-Тебердинского (шеелит-сульфидно-силикатная формация) и Шерловогорского (касситерит-силикатная) месторождений. Средние значения характерны для Токурского, Мурунтауского, Казаковского и Восточной зоны Верхнеалиинского месторождений. Минимальны содержания Ag в арсенопиритах типичных золотокварцевых формаций (см. табл. 42).

Таблица 43

Зависимость соотношения количеств пирита и арсенопирита и содержания в них Au в различных месторождениях

Рудная формация	Месторождение	Пирит / Арсенопирит	Au пирита / Au арсенопирита
Малоглубинная золотосеребряная	Малеевское	15	9,3
	Мютенбай	0,8	0,5
Золотокварцевая	Ирокиндинское	13	15,3
	Советское	8,0	7,5
	Мурунтау	1,5	4,3
	Токур	0,9	0,9
	Воскресенское	0,12	0,02
Золотосульфидно-кварцевая	Сосновское	1,3	1,45
	Фатимовское	1,2	1,16
	Верхнеалиинское	0,8	0,40
	Среднеголготайское	0,4	0,35
	Казаковское	0,1	0,01
Золотокварцево-сульфидная	Зун-Холбинское	92	>190
	Ключевское	8,5	42,8
	Уконикское	6,2	17,8
	Дарасунское, Женевская жила	2,3	2,9
	Дарасунское в целом	0,7	0,53
Золотосульфидно-черносланцевая	Сухой Лог	8,1	23,0
	Кокпатас	0,1	0,29
Золотомолибденит-кварцевая	Шахтаминское	8,0	28,3

Висмут. По минимальным содержаниям Bi выделяются месторождения золотокварцевой формации (см. табл. 43), а максимальным — сульфид-касситерит-кварцевого минерального типа касситерит-силикатной формации. Абсолютный максимум содержания Bi установлен в арсенопиритах Среднеголготайского месторождения — типичного представителя золотосульфидно-кварцевой формации (см. табл. 43). В целом Bi — характерный элемент золотосульфидно-кварцевой, золотокварцево-сульфидной и касситерит-силикатной формаций.

Сурьма. Ею обогащены арсенопириты типичных месторождений золотокварцевой формации (см. табл. 42) в зависимости от вмещающих пород. Так, практически все месторождения, арсенопирит которых содержит аномально высокие концентрации Sb ($1000 < \bar{x} < 2000$ г/т при $\sigma/\bar{x}$ до 1,3), находятся в песчанико-сланцевых толщах. Исключением является Советское, где пирит-арсенопиритовое отношение достигает 8. Месторождения других золоторудных формаций характеризуются арсенопиритом, содержащим в среднем в 4 (золотосульфидно-кварцевая и золотокварцево-сульфидная) — 5 (золотосульфидная черносланцевая) раз меньше Sb (см. табл. 42). Из арсенопиритов других изученных месторождений минимальной концентрацией Sb в них отличается

шеелит-сульфидно-силикатная ($\bar{x}$ = 100 г/т при $\sigma/\bar{x}$ = 0,1), а максимальной — сульфидно-касситеритовый тип касситерит-силикатной ($\bar{x}$ = 1567 г/т при $\sigma/\bar{x}$ = 0,89).

Медь. По ее содержанию (см. табл. 42) в целом золоторудные месторождения различаются незначимо. С некоторой долей условности по низким содержаниям Cu можно выделить арсенопириты месторождений незолоторудных формаций. Но в связи с недостаточностью проанализированных проб вывод этот сугубо предварителен.

Свинец и цинк. В вариациях содержаний в арсенопиритах Pb и Zn также не удается увидеть четких закономерностей. Можно лишь отметить, что арсенопирит месторождений золотокварцевой, малоглубинной золотосеребряной и черносланцевой золотосульфидной формаций относительно четко выделяется пониженным содержанием Pb, а шеелитово-сульфидно-силикатной и касситерит-силикатной — повышенным (см. табл. 43).

Кобальт. По содержанию Co выделяется лишь арсенопирит Воскресенского месторождения ($\bar{x}$ = 1800 г/т). В среднем для арсенопирита золоторудных формаций содержание Co составляет 231 г/т при $\sigma/\bar{x}$ = 1,75. Четкой разницы для изученных формаций кроме золотокварцевой ($\bar{x}$ = 346 г/т при $\sigma/\bar{x}$ = 1,73) и черносланцево-золотосульфидной ($\bar{x}$ = 75 г/т при $\sigma/\bar{x}$ = 0,03) не усматривается. Низкие содержания Co в арсенопиритах типичны для шеелит-сульфидно-кварцевой ($\bar{x}$ = 83 г/т при $\sigma/\bar{x}$ = 1,23) и касситерит-силикатной ($\bar{x}$ = 19 г/т при $\sigma/\bar{x}$ = 1,16 (см. табл. 43).

Степень обогащенности арсенопирита (как и пирита) Co имеет тенденцию зависимости от основности вмещающих пород: максимальна она в арсенопиритах Верхнеалиинского (Западная зона и др., локализованные в габбро и диоритах, диоритовых порфиритах) и Эповской жилы, локализованной в основных породах; минимальна в арсенопиритах Среднеголготайского и Сосновского месторождений, локализованных в гранодиоритах, частью в диоритах щелочного ряда, сопровождающихся дайками гибридных лампрофиров.

Никель. Относительно высокими содержаниями Ni ($\bar{x}$ = 100–441 г/т при $\sigma/\bar{x}$ = 0,74) среди арсенопиритов месторождений золоторудных формаций выделяются образовавшиеся в жилах, локализованных в песчаниково-сланцевых толщах (Токурское, Воскресенское, Мурунтау и др.). Исключение составляют арсенопириты Среднеголготайского месторождения, локализованного в гранитоидах, но связанного с монцодиоритами ($\bar{x}$ = 283 г/т при $\sigma/\bar{x}$ = 0,5). Арсенопириты других месторождений, за исключением Кти-Тебердинского ($\bar{x}$ = 1000 г/т при $\sigma/\bar{x}$ = 3,0), содержат весьма малые концентрации Ni ($\bar{x}$ = 1,3–82 г/т при $\sigma/\bar{x}$ = 0,92).

Размах средних содержаний Ni в арсенопиритах золоторудных формаций достаточно велик ($\bar{x}$ = 24–235 г/т при $\sigma/\bar{x}$ = 0,57–1,23), а среднее по золоторудным формациям составляет 108 г/т при $\sigma/\bar{x}$ = 1,21. Четко обособляются по максимальному содержанию Ni лишь арсенопириты шеелит-сульфидно-силикатной ($\bar{x}$ = 403 г/т при $\sigma/\bar{x}$ = 1,3) и касситерит-силикатной ($\bar{x}$ = 2 г/т при $\sigma/\bar{x}$ = 0,49) формации (рис. 88).

Арсенопириты месторождений, продуктивные комплексы которых существенно сульфидные (Дарасунское, Сосновское), содержат минимальные кон-

центрации Ni (<20 г/т при $\sigma/\bar{x}$, близкой 1). Золотосульфидно-кварцевые месторождения имеют арсенопириты с умеренными концентрациями Ni, а малосульфидное Казаковское — с максимальными.

Из большого числа различных вариантов отношений между концентрациями элементов-примесей в арсенопиритах выбраны лишь некоторые. Четко различаются арсенопириты по средним значениям величин отношений концентраций Pb и Ni. Численные значения отношений контрастно варьируют и с глубиной. Например, по Эповской жиле с глубиной (интервал 500 м) кобальт-никелевое отношение возрастает в 18 раз, свинец-цинковое — в 7 раз, цинк-свинцовое уменьшается более чем в 17 раз, медь-серебряное — более чем в 2 раза.

Существенное значение имеет изменение статистических параметров концентраций элементов-примесей в зависимости от преимущественной глубины образования месторождений. На рис. 88–93 все рудные формации, за исключением стратиформной шеелит-сульфидно-силикатной, выстроены от относительно малоглубинных к глубинным на основе диапазона сопряженных величин ***K*** и СКС кварца. С глубиной в арсенопиритах возрастают средние содержания серебра, кобальт-никелевого, цинк-никелевого отношений. Наряду с этими в принципе единонаправленными изменениями статистических характеристик с глубиной выявляются и четкие отличия как внутри золоторудных формаций, так и между различными формациями. Например, по величине Pb/Ni контрастно отличаются

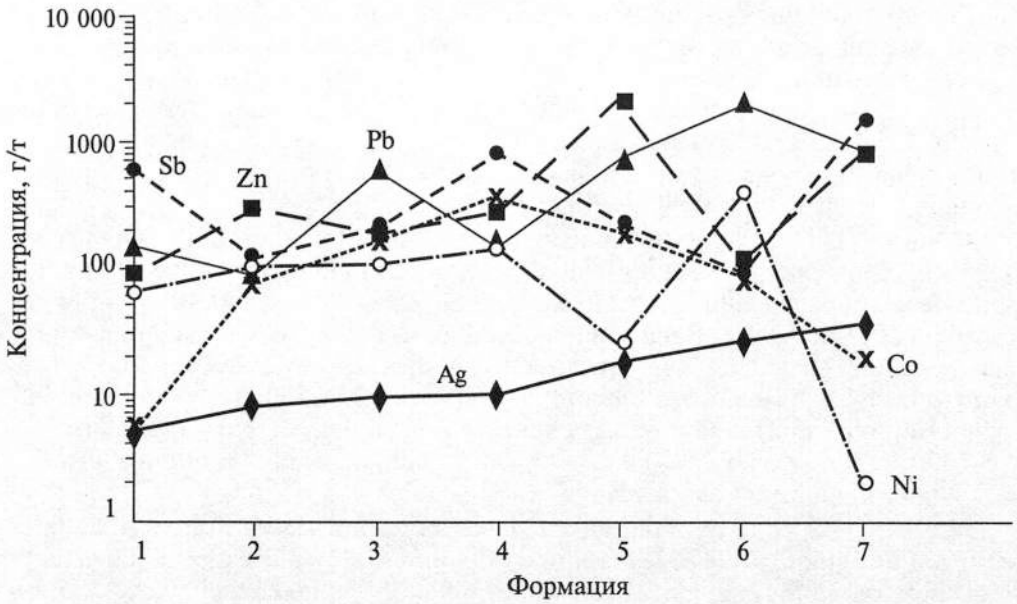


Рис. 88. Вариации средних содержаний элементов-примесей в арсенопиритах разноглубинных формаций.

1 — малоглубинная золотосеребряная, 2 — черносланцевая золотосульфидная, 3 — золотокварцевая, 4 — золотосульфидно-кварцевая, 5 — золотокварцево-сульфидная, 6 — шеелит-сульфидно-силикатная, 7 — касситерит-силикатная, сульфидно-касситеритово-кварцевый тип.

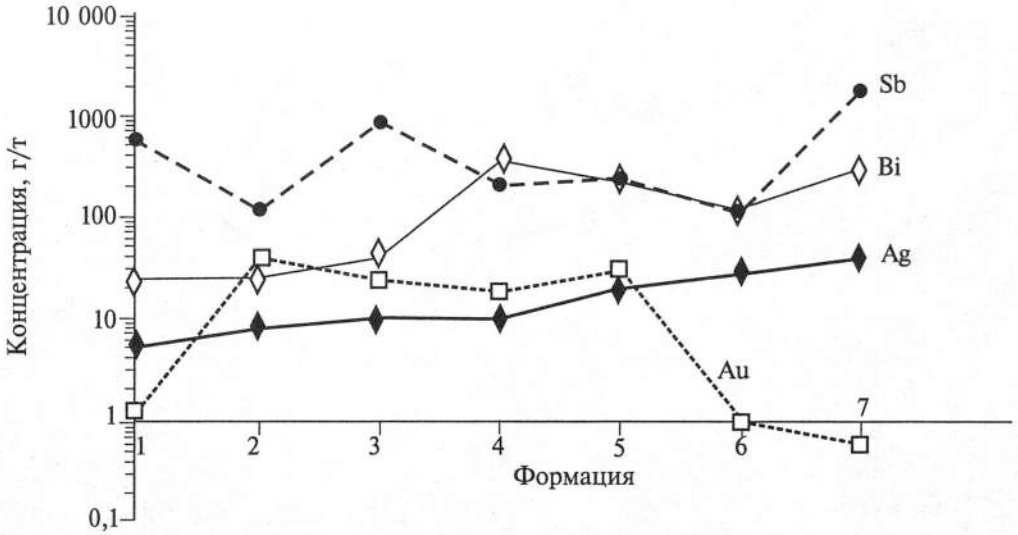


Рис. 89. Вариации средних содержаний Ag, Au, Bi и Sb в арсенопиритах месторождений различных формаций.

Усл. обозн. см. на рис. 88.

золоторудные формации от оловорудных сульфидно-касситеритового типа (соответственно 0,8; 30,8; 440). Внутри золоторудных это отношение минимально для арсенопиритов черносланцево-золотосульфидной и золотокварцевой формаций (< 1; 0,8 и 0,97) и максимально для золотокварцево-сульфидной (30,8). Соотношение концентраций Zn и Ni для арсенопиритов золоторудных формаций за исключением золотокварцево-сульфидной варьирует незначительно и находится в пределах 1,3–2,9. Резко выделяются лишь золотокварцево-сульфидная (87,5) и сульфидно-касситеритовый тип касситерит-силикатной формации. Примечательно соотношение содержаний Co и Ni, закономерно возрастающее в ряду месторождений разноглубинных формаций (см. рис. 92). Оно возрастает от 0,08 для арсенопиритов малоглубинной золотосеребряной формации до 9,5 касситерит-силикатной. Для стратиформных месторождений шеелит-сульфидно-силикатной формации оно составляет лишь 0,2.

Золотосеребряное отношение для арсенопиритов всех золоторудных формаций находится в пределах 1,5–4,3. Исключение составляют лишь арсенопириты МЗСФ, для которых оно почти на порядок ниже (0,2). Арсенопириты незолотоносных формаций характеризуются низким значением этого отношения (<0,05).

Отношение Ni к Ag (см. рис. 92) относительно стабильно для арсенопиритов большинства золоторудных формаций (11,0–14,1). Исключение составляют арсенопириты золотокварцево-сульфидной формации (1,3). Самое низкое значение получено для сульфидно-касситеритового типа касситерит-силикатной формации (0,06). Резкое уменьшение доли Ni в арсенопиритах двух последних формаций обусловлено, вероятно, тем, что золотое оруденение золотокварцево-сульфидной формации связано с граносиенитами, а касситерит-силикатной — с типичной гранитоидной магмой, обедненной Ni. Содержание

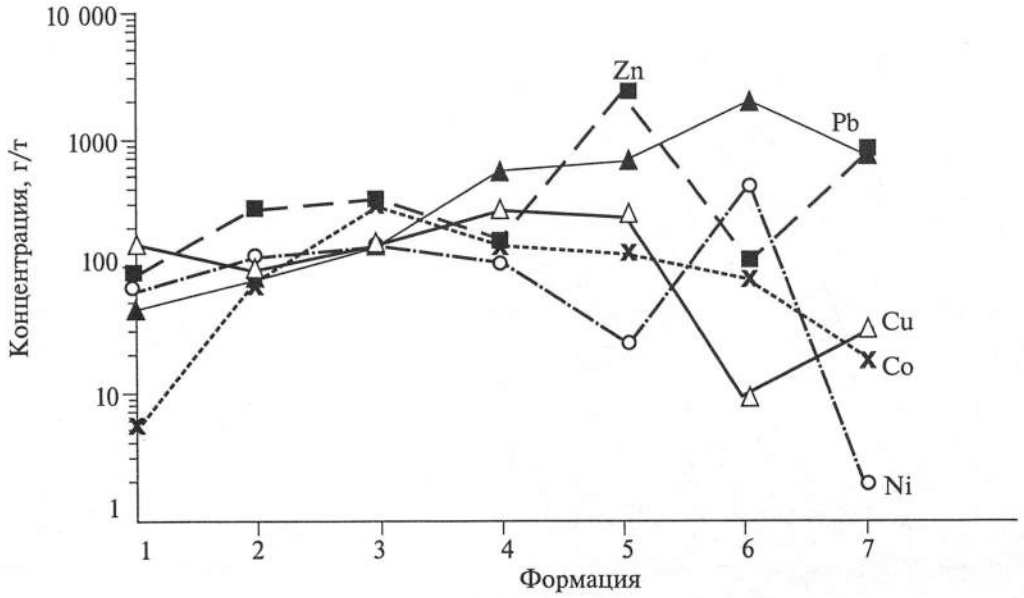


Рис. 90. Изменчивость средних содержаний Co, Ni, Zn, Pb, Cu в арсенопиритах месторождений различных формаций.
Усл. обозн. см. на рис. 88.

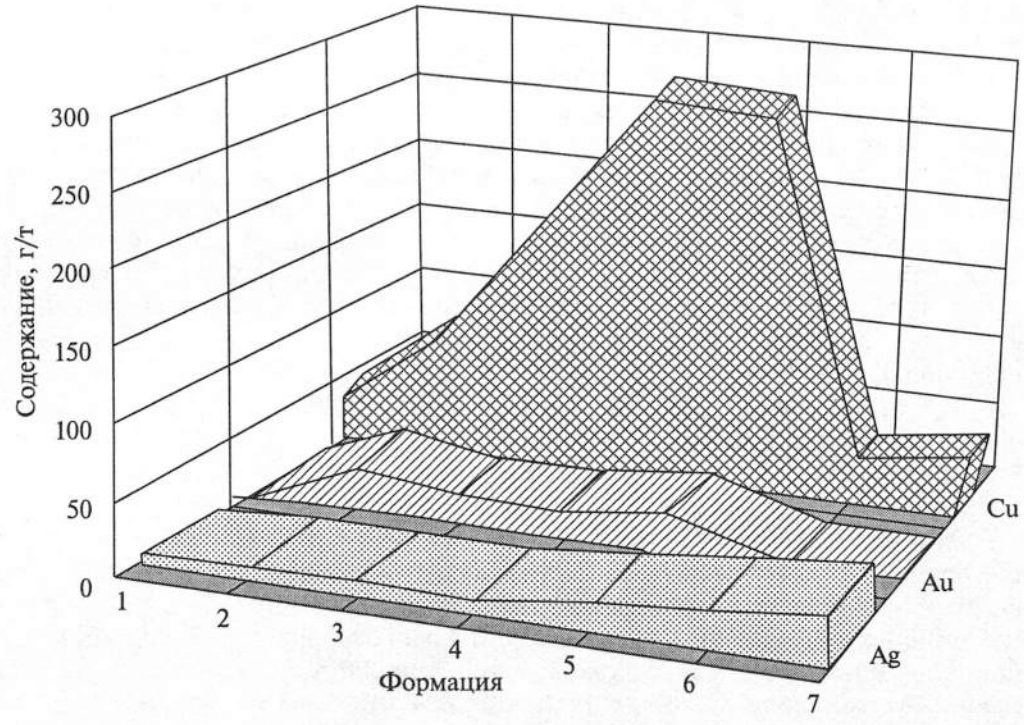


Рис. 91. Содержания Au, Ag, Cu в арсенопиритах месторождений различных формаций.
Усл. обозн. см. на рис. 88.

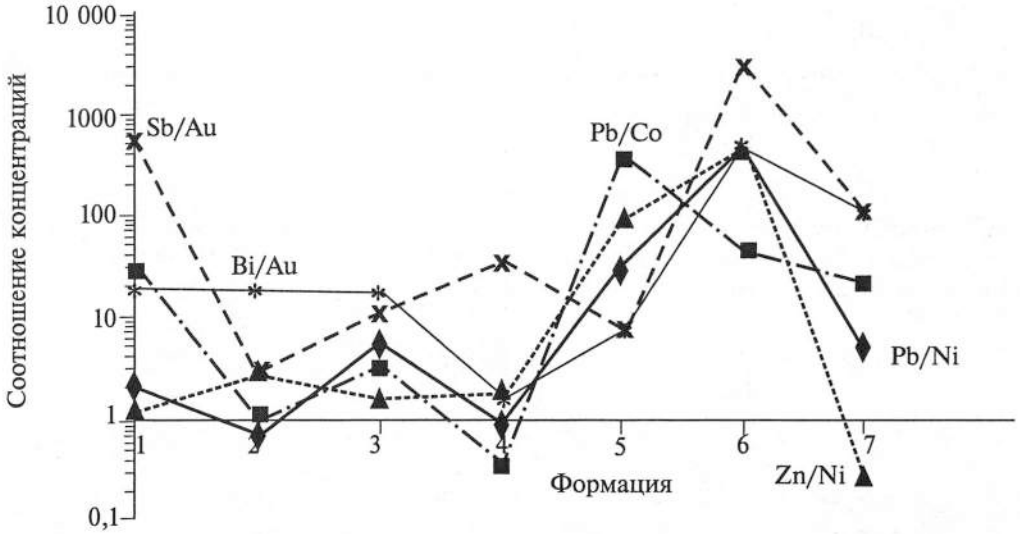


Рис. 92. Изменчивость соотношений концентраций элементов-примесей в арсенопиритах месторождений различных формаций.

Усл. обозн. см. на рис. 88.

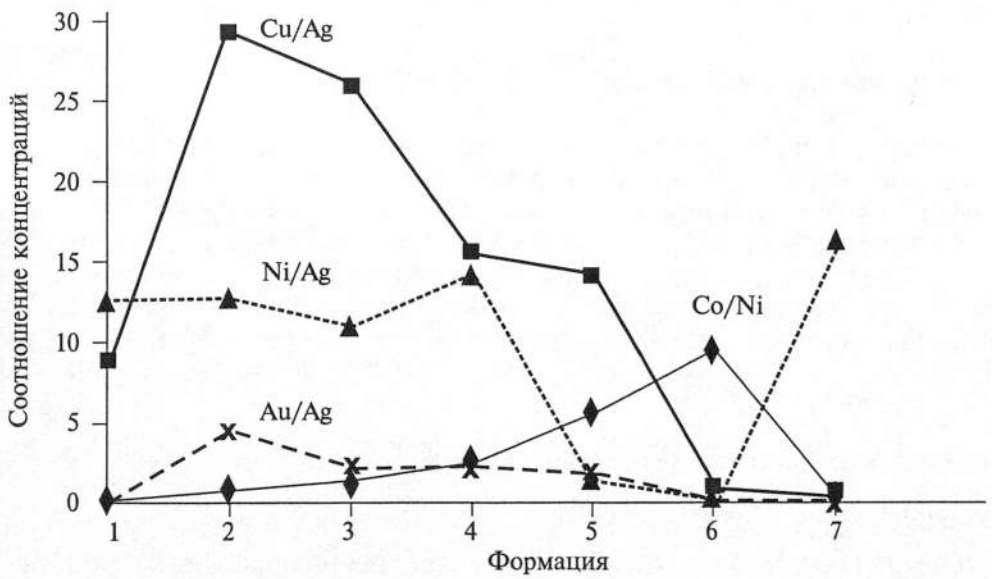


Рис. 93. Вариации соотношений концентраций элементов-примесей в арсенопиритах месторождений разных формаций.

Усл. обозн. см. на рис. 88.

Таблица 44

Градация величин отношений концентраций элементов-примесей в арсенопиритах различных рудных формаций

Рудная формация	Пределы отношений		
	<1	<10>	>10
Малоглубинная золотосеребряная	Co/Ni, Au/Ag, Bi/Sb	Cu/Ag, Pb/Bi, Pb/Ni, Zn/Ni	Zn/Co, Pb/Co, Sb/Au, Bi/Au
Черносланцевая золото-сульфидная	Co/Ni, Pb/Ni	Au/Ag, Zn/Co, Pb/Co, Zn/Ni, Sb/Au	Ni/Ag
Золотосульфидно-кварцевая	Нет	Co/Ni, Bi/Sb, Au/Ag, Pb/Bi, Pb/Ni, Zn/Co, Pb/Co, Zn/Ni	Cu/Ag, Ni/Ag, Sb/Au, Bi/Au
Золотокварцевая	Bi/Sb, Pb/Ni, Zn/Co, Pb/Co	Co/Ni, Au/Ag, Pb/Bi, Zn/Ni, Bi/Au	Cu/Ag, Ni/Ag, Sb/Au
Золотокварцево-сульфидная	Bi/Sb	Co/Ni, Ni/Ag, Au/Ag, Pb/Bi, Sb/Ag, Bi/Au	Cu/Ag, Pb/Ni, Zn/Co, Pb/Co, Zn/Ni
Касситерит-силикатная	Cu/Ag, Bi/Sb, Ni/Ag, Au/Ag	Co/Ni, Pb/Bi	Pb/Ni, Zn/Co, Pb/Co, Zn/Ni, Sb/Au, Bi/Au
Шеелит-сульфидно-силикатная	Cu/Ni, Cu/Ag, Au/Ag, Zn/Ni	Bi/Sb, Pb/Ni, Zn/Co	Ni/Ag, Pb/Bi, Pb/Co, Sb/Ag, Bi/Ag

его в арсенопиритах в среднем достигает 2 г/т, а Co — 19. В арсенопиритах золоторудных формаций она на порядок выше (см. рис. 93). Высокие значения Sb/Au в арсенопиритах МЗСФ и касситерит-силикатной обусловлено относительно низкими содержаниями Au и высокого — Sb.

В целом по величинам соотношений содержаний основных элементов-примесей арсенопириты рассмотренных формаций различаются контрастно и по их набору в классе величин (табл. 44) можно уверенно классифицировать их по принадлежности к определенным рудным формациям. Все величины соотношений между элементами разделены на три класса: <1, <10> и >10. Оказалось, что величины отношений группируются в определенные классы в зависимости от принадлежности арсенопирита к месторождению определенной рудной формации.

Большое значение для рудно-формационной типизации месторождения имеет общая геохимическая специализация арсенопирита. Например, для золоторудных формаций это Au, Te, Ag, вольфрамоворудных — W, Bi, Ag, молибденово-рудных — Mo, Re, оловорудных — Sn, Sb, In, Bi, Ag, редкометалльных — Be, Sn, Ag.

3.4.3. Физические свойства арсенопирита

3.4.3.1. Параметры элементарной ячейки

Определены ПЭЯ 27 образцов арсенопирита месторождений различных рудных формаций. Они варьируют следующим образом (табл. 45).

Параметры ЭЯ определены в установке, учитывающей отклонения угла β от 90°. Расчет параметров произведен по отражениям с индексами (020), (210), (002), (202) для моноклинной сингонии согласно ASTM-14-218. Результаты ста-

Таблица 45

Изменение ПЭЯ арсенопирита в рядах рудных формаций

Рудная формация	ПЭЯ, Å						a_0/b_0
	c_0			b_0			
	n	$\bar{x}$	σ	n	$\bar{x}$	σ	
Золотосульфидно-кварцевая	5	5,656	0,04	5	5,624	0,023	1,016
Золотокварцевая	5	5,680	0,014	5	5,613	0,013	1,017
Золотокварцево-сульфидная	5	5,683	0,015	5	5,607	0,018	1,029
Касситерит-силикатная	1	5,683	—	1	5,642	0,026	1,013
Шеелит-сульфидно-силикатная	3	5,669	0,024	3	5,618	0,011	1,015

тистической обработки данных дали размах значений для $\beta = 103{,}40–112{,}02°$, $\sigma = 0{,}39$; $a_0 = 5{,}653–5{,}791$ Å, $\sigma = 0{,}022$; b_0 — 5,573–5,642 Å, $\sigma = 0{,}03$; c_0 — 5,645–5,699 Å, $\sigma = 0{,}027$.

3.4.3.2. ЕТЛ арсенопирита

Арсенопириты V рудной зоны Западного участка Верхнеалиинского рудного поля и Эповской жилы Дарасунского рудного поля обнаружили способность к термовысвечиванию. В настоящее время еще не ясно, относится ли это высвечивание к ЕТЛ, поэтому оно лишь условно обозначается как термолюминесценция.

Анализ первых результатов показывает, что арсенопирит околорудноизмененных пород дает ЕТЛ-грамму только с низкотемпературными (170–240 °С) пиками свечения слабой интенсивности (2–15 отн. ед.). ЕТЛ-граммы из жил и рудных тел имеют один или два максимума, но один из них высокотемпературный (290–310 °С), интенсивность его 25–174 отн. ед. (рис. 94).

Приведенные данные свидетельствуют о возможности получения нового типоморфного признака вероятной рудоносности арсенопиритсодержащих рудных тел.

Приведенный выше материал о результатах изучения арсенопирита свидетельствует о его большой минералого-генетической информативности и о возможности на основе изучения его типоморфизма разработки критериев рудно-формационного анализа.

3.4.3.3. Мессбауэровская спектроскопия

С целью выявления критериев различия для 21 образца арсенопирита сняты спектры гамма-резонансной спектроскопии (ядерной гамма-резонансной спектроскопии). Результаты статистической обработки данных, полученных при средней погрешности воспроизведения ~1,5 %, приведены в табл. 46. Среди ар-

Таблица 46

Величина изомерного сдвига на спектрах Мессбауэра

Рудная формация	Изомерный сдвиг, мм/с		
	n	$\bar{x}$	σ
Золотосульфидно-кварцевая	4	0,59	0,02
Золотокварцевая	6	0,62	0,06
Золотокварцево-сульфидная	7	0,69	0,04
Касситерит-силикатная	2	0,62	0,01
Полиметаллическая	2	0,62	0,02
Шеелит-сульфидно-силикатная	9	0,38	0,04

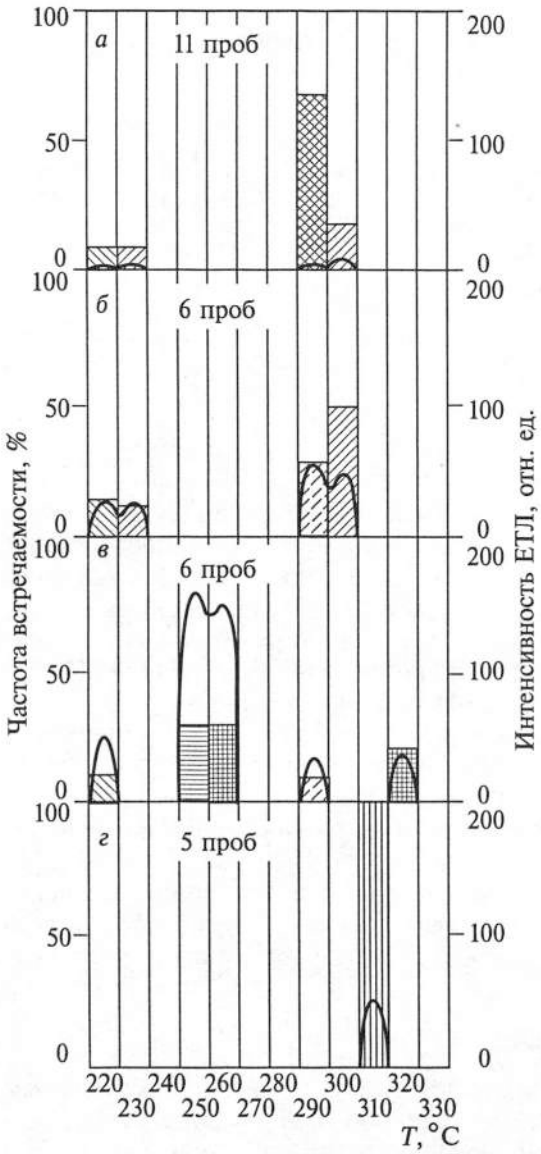


Рис. 94. Обобщенные ТЛ-граммы арсенопиритов золоторудных месторождений.
а — Токурское, *б* — Советское, *в* — Среднеголготайское, *г* — Дарасунское, Женевская жила.
Сплошная кривая — интенсивность свечения; гистограмма — частоты встречаемости образцов, светящихся при указанных на горизонтальной оси температурах.

сенопиритов золоторудных формаций относительно контрастно разделяются выборки, принадлежащие золотосульфидно-кварцевой и золотокварцево-сульфидной формации. Существенные отличия установлены для арсенопиритов шеелит-сульфидно-силикатной формации. Линии ЯГР-спектра арсенопиритов Кти-Тебердинского месторождения на 30–40 % уже таковых для всех остальных. Причины различий связаны, вероятно, с неодинаковым числом дефектных позиций атомов железа в структуре минерала.

3.5. Особенности состава и свойств сфалерита

Сфалерит в разной мере развит на всех месторождениях. Ниже приведены сравнительные данные изучения сфалерита месторождений золота, вольфрама, молибдена и медистых песчаников.

3.5.1. Типохимизм сфалерита

Типоморфизм сфалерита широкого круга месторождений изучен многими исследователями. По этой проблеме имеются сводки Т.Н. Шадлун, М.Г. Добровольской и др. [Типоморфизм..., 1972] и Л.В. Чернышевой [Типоморфизм минералов, 1989]. Рассмотрен типохимизм Fe, Mn, Cu, Cd, In, Ge, Ga, Hg, Ag. Установлено, что высокожелезистые сфалериты типичны преимущественно для относительно глубинных месторождений, где активность серы относительно невысока и они ассоциируют с пирротином. Это прежде всего Pb-Zn месторождения, залегающие в карбонатных породах, скарновые, жильные полиметаллические и золотополиметаллические (Дарасунское, Садонское, полиметаллический пояс Восточного Забайкалья), оловорудные кварц-касси-

теритовой и касситерит-силикатной формации, в частности касситерит-сульфидного минерального типа (Хапчерангинское, Шерловогорское, Кеншанык-ское и др.).

Маложелезистые сфалериты преимущественно типичны для относительно малоглубинных формаций. Это прежде всего стратиформные, жильные и метасоматические Pb-Zn месторождения среди эффузивов и вулканогенно-осадочных толщ. Они характерны для Береговского, Квайсинского, Кафанского, Ангренского и других месторождений. Обычны маложелезистые сфалериты, нередки клейофаны, в поздних минеральных парагенезисах молибденит-кварцевых месторождений (Шахтаминское, Давендинское и др.), грейзеновых кварцево-вольфрамовых (Джидинское, Букукинское), медно-молибден-порфировых (Коунрад, Бугдаинское и др.). Кроме того, маложелезистые сфалериты типичны для поздних жил, развивающихся в пределах медно-никелевых руд, связанных с габброноритами месторождений титаномагнетита (Рудный участок Чинейского месторождения железо-титан-ванадиевых руд и Кручининского железо-титан-фосфорных руд в Забайкалье, Талнахский рудный узел и др.).

Медь. Типична Cu в основном для сфалеритов колчеданных, скарновых и некоторых жильных месторождений (0,3–0,4 %), локализованных в эффузивах [Типоморфизм минералов, 1989]. Среди сфалеритов золоторудных месторождений максимальными концентрациями Cu характеризуются объекты золотокварцево-сульфидной формации (табл. 47). Относительно высоки содержания ее в сфалеритах грейзеновой кварцево-вольфрамовой, медно-молибден-порфировой, а также медистых песчаников. Наиболее низки содержания Cu в сфалеритах стратиформных Pb-Zn месторождений [Типоморфизм минералов, 1989], а также вольфрамовых шеелит-сульфидно-силикатной формации (см. табл. 47). Относительно низки ее содержания в сфалеритах золотосульфидно-кварцевой и золотокварцевой формаций (см. табл. 47).

Золото. Не типично Au для сфалеритов и традиционно не рассматривается в качестве элемента-примеси в них. Тем не менее в сфалеритах золоторудных формаций оно присутствует всегда в небольших количествах. Максимальны его концентрации в сфалеритах золотокварцевой ($\bar{x}$ = 6,1 г/т) и золотокварцево-сульфидной ($\bar{x}$ = 6,0 г/т) формаций, меньше — золотосульфидно-кварцевой ($\bar{x}$ = 2,8 г/т) (см. табл. 47). При этом в сфалеритах золотокварцево-сульфидного Зун-Холбинского месторождения содержания Au достигают 456,72 г/т (А.Г. Миронов и др. по: [Месторождения Забайкалья, 1995]). Золото присутствует в сфалеритах вольфрамово- и молибденово-рудных формаций. Концентрации обычно <1 г/т.

Серебро. В сфалеритах золоторудных формаций Ag находится в пределах 11–30 г/т. Максимальны его концентрации в сфалеритах грейзеновой кварцево-вольфрамовой формации. По данным В.И. Сотникова и др. [Месторождения Забайкалья, 1995], в сфалерите Шахтаминского месторождения содержится 10–60 г/т Ag. С.М. Бойко [1983] указывает на содержания 200 г/т в месторождениях Mo грейзеновых формаций.

Кадмий. Согласно проведенным целым рядом авторов исследованиям по распределению Cd в сфалеритах [Типоморфизм..., 1972, 1989; и др.], он присутствует во всех их разностях. При этом максимальные содержания присущи сфале-

Таблица 47

Статистические характеристики концентраций элементов-примесей в сфалеритах различных рудных формаций

Рудная формация, минеральный тип	Ag			Au			As			Bi			Sb			Cd			Cu			Co			Ni		
	n	$\bar{x}$	$\sigma/\bar{x}$	n	$\bar{x}$	$\sigma/\bar{x}$	n	$\bar{x}$	$\sigma/\bar{x}$	n	$\bar{x}$	$\sigma/\bar{x}$	n	$\bar{x}$	$\sigma/\bar{x}$	n	$\bar{x}$	$\sigma/\bar{x}$	n	$\bar{x}$	$\sigma/\bar{x}$	n	$\bar{x}$	$\sigma/\bar{x}$	n	$\bar{x}$	$\sigma/\bar{x}$
Золотосульфидно-кварцевая	5	30	0,7	5	2,8	1,4	6	3977	1,1	5	12	1,1	3	1648	1,2	6	578	0,64	5	744	0,66	6	5	0,60	5	1,5	0,6
Золотокварцевая	13	11	0,7	14	6,1	0,4	13	190	0,04	13	0,9	0,05	13	74	0,33	9	1100	0,09	12	875	0,69	13	12	0,13	13	1,6	0,5
Золотокварцево-сульфидная	29	30	0,7	12	6	0,95		2368	0,69	20	443	1,24	19	91	0,36	19	4000	1,06	20	4110	0,85	19	72	0,98	19	5	0,75
Грейзеновая кварцево-вольфрамовая[1]	3	1767	0,77	3	3,4	1,68	3	9048	0,9	3	< 9987	—	3	983	1,0	3	1190	0,55	3	1193	0,41	Н.д.	Н.д.	—	Н.д.	Н.д.	—
Шеелит-сульфидно-силикатная	1	5	—	1	0,1	—	1	900	—	1	19	—	1	5000	—	1	1115	—	1	30	0,28	1	460	—	1	0,9	—
Медно-молибден-порфировая	4	6,25	0,2	3	0,2	—	4	190	—	3	8,5	0,9	4	108	0,46	4	999	0,01	4	1132	0,76	3	7	0,42	3	1,4	0,37
Медистые песчаники	4	0,09	—	4	0,1		4	190	—	4	0,9	0,1	4	39	1,0	4	4,8	1,02	5	1300	1,62	4	164	0,37	4	1,6	0,4
Касситерит-силикатная[2], сульфидно-кассиеритовый тип	54	20	—	—	0,5	—	54	2500	—	54	30	—	54	114	0,9	211	4812	0,68	—	Н.д.	—	54	6	—	54	5	—

[1] Данные С.М. Бойко [1983].
[2] Наши данные с учетом результатов С.М. Бойко [1983].

ритам полиметаллических и среднетемпературных жильных месторождений (до 3,5–4 %). Содержание Cd неравномерно, без четких закономерностей. Для золоторудных формаций относительно поведения Cd в сфалеритах установлено следующее. Повышенные его содержания характерны для сфалеритов малоглубинных серебряных и золотосеребряных месторождений (до 3,0 %, среднее 0,7–0,8 % Cd) [Типоморфизм минералов, 1989]. В ряду разноглубинных золоторудных формаций среднее содержание Cd в сфалеритах возрастает с глубиной от 578 до 4000 г/т (см. табл. 47). В сфалеритах оловорудных месторождений концентрации Cd возрастают по мере увеличения доли сульфидов в рудных парагенезисах: в Хапчерангинском рудном районе содержания его увеличиваются от Гранитного месторождения касситерит-силикатной формации к Хапчерангинским оловорудным сульфидно-касситеритовым и сфалерит-галенитовым жилам, составляя соответственно (%) 0,3; 0,5 и 1,0. В этом же направлении уменьшается содержание Sn (0,2; 0,1 и 0,02) и In (9,02; 0,015 и 0,0001) в сфалеритах [Бойко, 1983]. В сфалеритах Шерловогорского олово-полиметаллического месторождения средние содержания Cd составляют 0,125 % [Бойко, 1983], а для сульфидно-касситеритового типа касситерит-силикатной формации — 4812 г/т (см. табл. 47). Для грейзеновой кварцево-вольфрамовой формации характерна в среднем также его относительно высокая кадмиеносность (1190 г/т). Несколько меньше она ($\bar{x}$ = 999 г/т) для сфалеритов молибденово-рудных формаций. В целом в ряду олово → вольфрам → молибденово-рудные формации кадмиеносность сфалерита уменьшается. Но в ряду грейзеновых формаций вольфрам → олово → молибден она, по данным С.М. Бойко [1987], возрастает в последовательности (г/т): 1150, 1250, 2000.

В сфалеритах месторождений медно-порфировой формации содержание Cd составляет 0,0999 % (см. табл. 47) при несущественных вариациях ($\sigma/\bar{x}$ = = 0,01). Л.В. Чернышева [Типоморфизм минералов, 1989] приводит для этой формации более высокие содержания (0,08–0,64 %, в среднем 0,26 %). Она указывает на высокие содержания Cd в сфалеритах осадочных месторождений — до 2,08 % при среднем 0,98 % [Типоморфизм минералов, 1989]. Однако данные, полученные по Айнакскому месторождению медистых песчаников, не подтверждают эти выводы (см. табл. 47).

Индий. К числу типичных элементов-примесей в сфалерите относится In. Но концентрации его в нем достаточно четко зависят от формационной принадлежности месторождений. Наиболее высокие содержания In типичны для сфалеритов месторождений Sn [Типоморфизм минералов, 1989]. Тем не менее характерен он и для сфалерита золоторудных месторождений (табл. 48).

По данным ряда исследователей [Бойко, 1987; Типоморфизм..., 1972, 1989; и др.) содержания In уменьшаются в ряду олово-полиметаллические → грейзеновые вольфрамовые → молибденовые месторождения (соответственно 220, 100, 4 г/т). Для ряда рудных формаций однозначно уменьшается величина In/Ge от 222 в сфалерите золотокварцево-сульфидной формации (месторождение Укоик, Восточное Забайкалье) до 1,1 (Ирокиндинское месторождение) золотокварцевой формации. В среднем для золоторудных формаций эта величина составляет 13 при $\sigma/\bar{x}$ = 0,6 (см. табл. 48). Известная зависимость содержания In от глубины образования сфалеритов для золоторудных формаций не выдержи-

Таблица 48

Содержание Sn, In, Ga и Ge в сфалеритах

Рудная формация, месторождение	Sn			In			Ga			Ge			In/Ge		
	n	$\bar{x}$	$\sigma/\bar{x}$	n	$\bar{x}$	$\sigma/\bar{x}$	n	$\bar{x}$	$\sigma/\bar{x}$	n	$\bar{x}$	$\sigma/\bar{x}$	n	$\bar{x}$	$\sigma/\bar{x}$
Золотосульфидно-кварцевая	4	127	0,97	4	42	1,0	4	3,7	0,35	4	1,2	0,3	4	12	36
Верхнеалиинское	3	127	0,97	3	42	1,0	3	3,3	0,37	3	0,9	0,2	3	46,7	1,2
	1	0,9	0	1	2	0	1	0,9	0	1	0,9	0	1	2,2	0
Золотокварцевая	14	0,9	0,03	14	3,6	0,15	14	1,02	0,29	14	0,9	0	14	4,0	0,2
Ирокиндинское	12	0,9	0,03	12	0,8	0,17	12	1,12	0,15	12	0,7	0,18	12	1,1	0,19
Золотокварцево-сульфидная	20	2,3	1,18	20	25,4	1,73	20	1,6	0,52	20	1,3	0,78	20	23	2,14
Дарасунское	19	2,0	0,11	19	16,2	1,16	19	1,7	0,54	19	1,3	0,78	19	12	1,25
Уконикское	1	10	0	1	200	0	1	0,9	0	1	0,9	0	1	222	0
Золоторудные формации в целом	38	43,4	1,36	38	23,7	0,66	38	1,3	0,52	38	1,13	0,15	38	13	0,60
Кварц-касситеритовая[1]															
Гранитное	4	2000	—	4	200	—	—	Н.д	—	—	Н.д.	—	—	Н.д.	—
Касситерит-силикатная, сульфидно-касситеритовый тип															
Шерловогорское	54	630	0,59	54	185	0,19	54	6	н.д.	54	6	Н.д.	—	—	—
Хапчерангинское[1], сульфидные жилы	54	125	0,6	54	2,5	0,6	54	30	Н.д.		Н.д.		—	—	—

[1] Использованы данные [Бойко, 1983, 1987].

Таблица 49

Отношения концентраций элементов-примесей в сфалеритах

Рудная формация, минеральный тип	Co/Ni	Sb/Bi	Au/Ag	Cd/Ag	As/Bi	Cu/Ag	Cu/Ni
Золотосульфидно-кварцевая	3,5	137	0,09	19,3	331	25	496
Золотокварцевая	7,2	82	0,55	100	211	79	547
Золотокварцево-сульфидная	14,0	0,21	0,2	172	127	137	822
Грейзеновая кварцево-вольфрамовая	Н.д.	0,098	0,001	0,673	0,08	6,3	Н.д.
Касситерит-силикатная, сульфидно-касситеритовый тип	1,2	3,8	0,025	241	83,3	Н.д.	Н.д.
Медно-молибден-порфировая	5	12,7	0,03	160	22,35	181	808
Молибденовая кварцево-молибденитовая	Н.д.	500	0,94	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.
Шеелит-сульфидно-силикатная	4,4	555	0,02	23	100	6	33
Медистые песчаники	0,88	43	1,1	11	211	1444	812

вается: минимальны они для относительно глубокого Ирокиндинского, а максимальны для относительно малоглубинного Верхнеалиинского и более глубинного Уконикского.

Олово. Важное типохимическое значение для сфалеритов имеет содержание в них Sn. Величина его варьирует в среднем от 0,9 г/т в сфалеритах месторождений золотокварцевой формации до 2000 кварц-касситеритовой (см. табл. 48). При этом числа в ряду грейзеновая кварцево-вольфрамовая → молибденит-кварцевая → полиметаллическая → касситерит-силикатная → кварц-касситеритовая (Шерловая Гора, Хапчеранга) составляют (г/т): 30 → 50 → 200 → 250 → 1000 → 2000 [Бойко, 1983, 1987].

Анализ отношений между важнейшими элементами-примесями, приведенных в табл. 49, показывает, что в ряду золоторудных формаций однозначно с глубиной возрастают величины Co/Ni, Cd/Ag, Cu/Ag и Cu/Ni. В ряду сфалеритов изученных эндогенных формаций минимальными значениями указанных отношений характеризуются сфалериты грейзеновой кварцево-вольфрамовой формации. Для Sb/Bi и As/Bi это связано, вероятно, с тем, что в целом Sb и As, в отличие от Bi, являются типичными халькофилами и связаны с базальтоидным магматизмом, а Bi, как и W, относится к литофилам. В этом отношении весьма показателен антагонизм в вольфрамите вольфрама и мышьяка и парагенность в шеелите вольфрама с мышьяком в арсенопирите. Сказанное однозначно подтверждается минимумом величины As/Bi в сфалерите грейзеновой кварцево-вольфрамовой формации и в 125 раз большим ее значением шеелит-сульфидно-силикатной (Кти-Теберда, Пешковское).

Минимальные величины Au/Ag и Cd/Ag для сфалеритов грейзенов с кварцево-вольфрамитовыми жилами объясняется высокими содержаниями Ag (см. табл. 47) при высоком содержании в них Cd, а также очень низкими содержаниями Au. Последнее более типично для шеелитовых парагенезисов.

3.5.2. Параметры элементарной ячейки

В природе известны две полиморфные модификации ZnS. Нами изучены лишь собственно сфалериты и определен параметр их ЭЯ для небольшого числа образцов. Подтверждена широкая вариабельность ЭЯ сфалерита. Макси-

Таблица 50

Зависимость между содержанием суммы Mn и Cd и ПЭЯ сфалерита (по данным микрозондового анализа)

Число проб	Mn		Cd		Сумма	ПЭЯ, нм
	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ		
6	0,24	0,05	0,16	0,07	0,4	0,5416
6	0,14	0,04	0,21	0,09	0,36	0,5414
6	0,15	0,07	0,16	0,07	0,31	0,5410

мальные средние значения характерны для ПЭЯ сфалерита золотокварцево-сульфидной формации (a_0 = 0,5410–0,5418 ± 0,0004 при $\bar{x}$ — 0,5414 и σ — 0,0003 нм). Меньшие вариации (a_0 = 0,5412–0,5415 нм) при меньшем среднем ($\bar{x}$ — 0,5413 и σ — 0,0015 нм) имеют сфалериты медно-молибден-порфировой, а минимальные (a_0= 0,5409 ± 0,0004 нм) — медно-колчеданной.

В ряду рудных формаций медно-колчеданная → медно-молибден-порфировая → золотокварцево-сульфидная происходит возрастание ПЭЯ минерала, обусловленное, вероятно, избытком Cd и Mn с возрастанием глубины формирования месторождения.

Последнее (избыток Mn и Cd) вполне определенно увязывается с зависимостью ПЭЯ от содержания суммы Mn и Cd в сфалерите (табл. 50).

Сказанное свидетельствует о том, что и ПЭЯ, и суммарное содержание Mn и Cd являются важным критерием формационной принадлежности сфалерита.

3.6. Типохимизм халькопирита

3.6.1. Общие замечания

Халькопирит — один из распространенных минералов рудных месторождений. Он присутствует в парагенезисах золоторудных, медно-молибденовых, медно-никелевых, меденосных и других формаций. Сам факт присутствия халькопирита в минеральном парагенезисе является признаком вероятной его золотоносности.

Трудности изучения халькопирита определяются тем, что он всегда находится в тесном срастании с другими минералами и очень редко образует хорошие кристаллы. Поэтому относительно полно изучены его состав, а также другие полиморфные модификации $CuFeS_2$ [Типоморфизм..., 1972]. В данной работе рассматривается типохимизм тетрагонального $CuFeS_2$.

3.6.2. Особенности состава халькопирита

Изучены элементы-примеси в халькопиритах месторождений золота, молибдена, вольфрама, полиметаллических месторождений и медистых песчаников. Результаты обработки аналитических данных по месторождениям приведены в табл. 51, а по рудным формациям — в табл. 51 и 52.

Таблица 51

Элементы-примеси в халькопиритах некоторых из изученных месторождений

Месторождение	Ag			Au			As			Bi			Pb		
	n	$\bar{x}$	σ	*n*	$\bar{x}$	σ	*n*	$\bar{x}$	σ	*n*	$\bar{x}$	σ	*n*	$\bar{x}$	σ
Ирокиндинское	7	51,4	34,4	7	7,4	7,2	7	190	0,15	7	13,2	10,2	7	173	171
Дарасунское	8	104,4	92,9	4	84,6	125,6	8	1400	1170	8	381	558	8	294	321
Верхнеалиинское	5	26	15	3	< 5	—	5	5060	5460	6 5	91 220	91 182	5	556	821
Зун-Холбинское[1]	—	Н.д.	—	4	217,79	—	—	Н.д.	—	—	Н.д.	—	—	Н.д.	—
Среднеголготайское	6	8,1	0,9	4 2	8,10 55	0,9 64	6	9870	0,95	6	2470	3840	6	1585	2674
Ключевское	6	195	213	1	10,6	—	6	5125	4350	6	68	89	6	40	24
Алексеевское	4	76,8	46,5	1	6,0	—	4	4000	2000	4	24	21	4	82	82
Уконикское[2]	2	386	288	5	0,36	0,22	—	Н.д.	—	—	Н.д.	—	—	Н.д.	—
Талатуйское	—	Н.д.	—	1	39,0	—	—	»	—	—	»	—	—	»	—
Жирекенское	5	37,6	44,6	2	117,1	158,6	5	400	374	5	4,8	3,6	5	42	22
Белухинское	5	82	16	5	< 10	—	5	100	112	5	694	380	5	106	112
Бугдаинское[3]	5	35	21	2	4,8	2,0	2	650	500	2	105	134	2	300	282
Чинейское[4]	28	73,28	30,1	28	0,67	0,88	28	24	2,3	—	Н.д.	—	—	Н.д.	—
Айнакское	2	0,4	0,1	2	0,9	0,15	2	350	212	2	2,8	3,2	2	2	0
Удоканское	2	20	14,14	—	Н.д	—	—	Н.д.	—	—	Н.д	—	—	Н.д.	—
Тардан[5]	—	16,0	—	—	Н.д.	—	—	»	—	—	110	—	—	440	—
Карахана[6]	2	20,1	2,97	2	3,25	1,1	—	»	—	—	Н.д.	—	—	50	—
Багая[6]	2	20	14,0	—	Н.д.	—	—	»	—	—	»	—	—	50	—
Ирокиндинское	7	4	3	7	1,8	≤ 2	6 1	39 100	0,2 —	6 7	270 940	50 1790	7	2	0,12
Дарасунское	8	22	21	7 1	1 100	1 —	8	≤ 110	≤ 160	8	3150	1840	8	20	16

Окончание табл. 51

Месторождение	Co			Ni			Sb			Zn			Cd		
	n	$\bar{x}$	σ	n	$\bar{x}$	σ	n	$\bar{x}$	σ	n	$\bar{x}$	σ	n	$\bar{x}$	σ
Верхнеалиинское	5	466	501	5	55	67	5	320	266	5	2500	1580	5	22	8
Среднеголготайское	6	66	74	6	≤13	≤18	6	200	392	6	5500	3620	6	26	14
Ключевское	4	4	0,11	4	4	4	4	1180	770	6	875	250	4	4	0,16
Алексеевское	4	7	2	4	50	36	4	880	510	4	1880	1030	4	14	8
Жирекенское	5	3	0,13	5	2	2	5	≤24	≤42	5	1520	1190	4	15	14
Белухинское	5	4	0,12	5	3	2	5	42	0,15	5	5600	2610	5	30	18
Бугдаинское[3]	2	6	6	2	3	3	2	200	140	2	500	280	2	10	0
Чинейское[4]	133	339	2142	100	223	229	—	—	—	28	843	252	28	6	211
Айнакское	2	200	141	2	100	8	2	35	0,2	2	600	140	2	3	0,21

Примечание. 1 — по А.Г. Миронову и др. [Месторождения Забайкалья, 1995]; 2 — по Федорчуку, Лукину [Месторождения Забайкалья, 1995]; 3 — данные по технологическим пробам; 4 — по: [Гонгальский, Криволуцкая, 1993]; 5 — по: [Мацюшевский, 1973]; 6 — по: [Василевский, 1988].

Таблица 52

Статистические параметры распределения элементов-примесей в халькопирите

Рудная формация, минеральный тип	Ag			Au			As			Bi			Pb		
	n	$\bar{x}$	$\sigma/\bar{x}$	n	$\bar{x}$	$\sigma/\bar{x}$	n	$\bar{x}$	$\sigma/\bar{x}$	n	$\bar{x}$	$\sigma/\bar{x}$	n	$\bar{x}$	$\sigma/\bar{x}$
Золотосульфидно-кварцевая	15	42,03	0,58	10	22,32	0,93	15	6310	0,40	21	701	1,46	15	741	0,847
золотосульфидно-кварцевый	15	42,03	0,58	9	18,15	1,18	15	6310	0,40	21	701	1,46	15	741	0,847
золотокварцево-магнетитово-силикатный тип[1]	—	Н.д.	—	1	39	—	—	Н.д.	—	—	Н.д.	—	—	Н.д.	—
Золотокварцевая	7	51,4	0,67	7	7,4	0,97	7	193	0,08	7	13,2	0,77	7	173	0,99
Золотокварцево-сульфидная	16	199,28	0,03	5	47,6	0,77	18	3825	0,63	18	224,5	0,70	18	167	0,76
Золоторудные в целом	38	123,43	1,24	22	41,02	143	36	4274	0,73	42	466	1,77	40	455	1,17
Медно-молибден-порфировая	7	36,3	0,04	12	21,98	1,94	7	525	0,24	7	55	0,91	7	171	0,75
Медно-никелевая	28	73,28	0,401	28	0,66	1,33	28	24	0,1	—	Н.д.	—	Н.д.	—	—
Грейзеновая-вольфрамитово-кварцевая	5	82	16	5	1,2	0,6	5	100	1,12	5	694	0,55	5	106	1,06
Полиметаллическая	3	18,7	0,103	1	3,25	1,1	—	Н.д.	—	Н.д.	110	Н.д.	3	180	1,02
Медистые песчаники	32	9,46	18,96	28	0,9	0,17	2	267	0,60	2	2,8	1,14	15	5	1,6

[1] Данные по технологической пробе.

Средние содержания Ag максимальны в халькопиритах золоторудных (Укоикское) и вольфрамитовых месторождений (Белухинское). Золото образует максимальные концентрации в халькопиритах золоторудных (Зун-Холбинское) и медно-молибден-порфировых (Жирекенское) месторождений. Высокие содержания As типичны только для халькопиритов золоторудных месторождений. Висмут концентрируется в основном в халькопиритах некоторых золоторудных (Дарасунское, Среднеголготайское) и вольфрамово-рудных (Белухинское) месторождений. По высокому содержанию Sb выделяются халькопириты лишь Ключевского и Алексеевского золоторудных месторождений. Аномально высокими содержаниями Pb выделяются халькопириты золоторудных месторождений и медно-молибден-порфировых с наложенным полиметаллическим оруденением (Бугдаинское). Высокие концентрации Zn характерны для халькопиритов некоторых золоторудных, вольфрамово-рудных и полиметаллических месторождений. Содержания Cd широко варьируют и максимальные их значения типичны для халькопиритов полиметаллических и медно-никелевых месторождений.

Результаты изучения химизма халькопирита девяти важнейших формаций приведены в табл. 52. В ней представлены обобщенные данные о концентрациях 10 важнейших примесных элементов халькопиритов 26 месторождений. Для большинства из рассматриваемых элементов примесей дано распределение

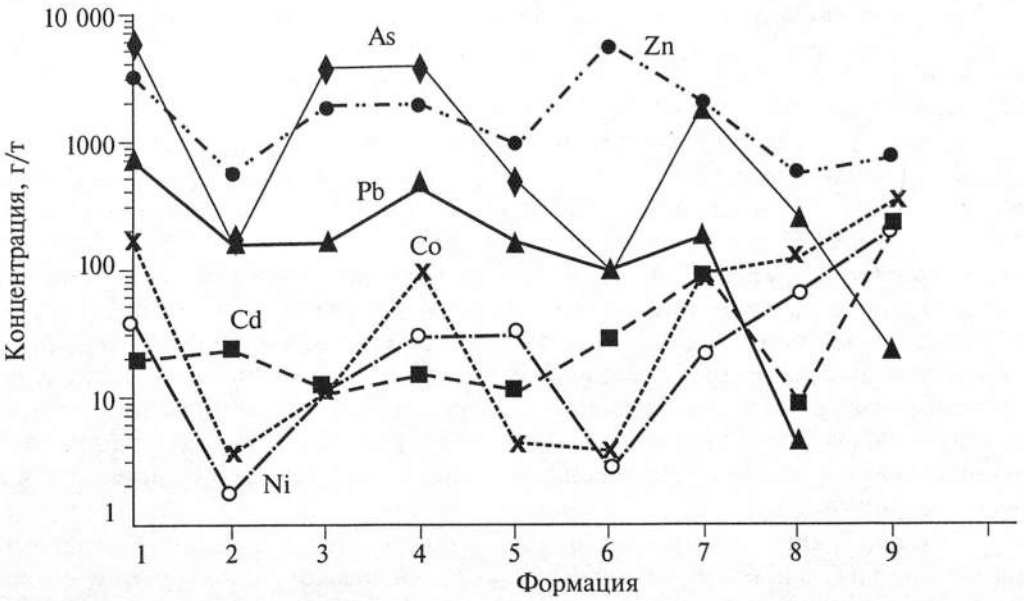


Рис. 95. Содержание элементов-примесей в халькопиритах месторождений различных рудных формаций.

Формации: 1 — золотосульфидно-кварцевая, 2 — золотокварцевая, 3 — золотокварцево-сульфидная, 4 — золоторудные в целом, 5 — медно-молибден-порфировая, 6 — грейзеновая вольфрамовая, 7 — полиметаллическая, 8 — медистые песчаники, 9 — медно-никелевая.

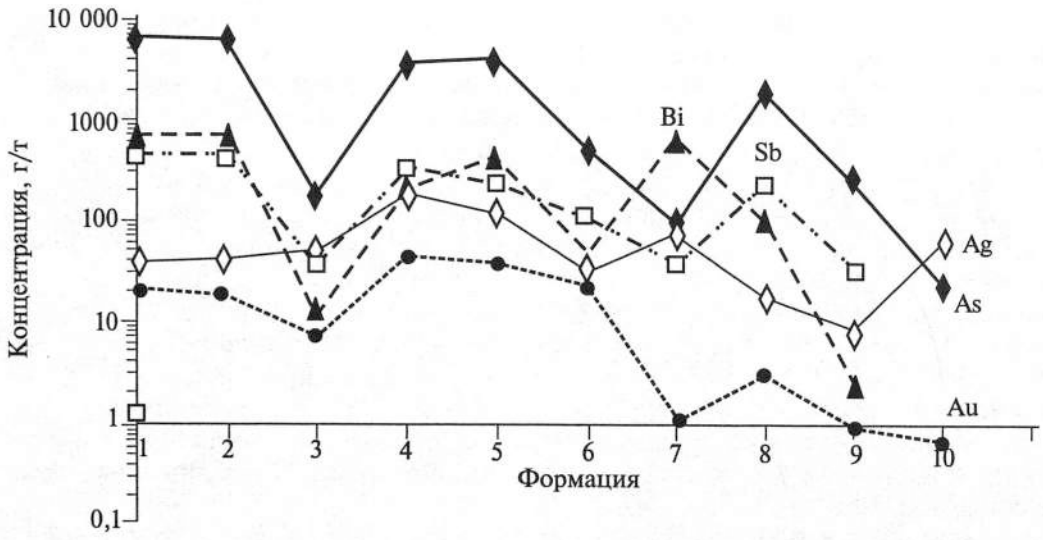


Рис. 96. Средние содержания элементов-примесей (Au, Ag и элементов V группы) в халькопиритах месторождений различных рудных формаций.

Формации: 1 — золотосульфидно-кварцевая, 2 — золотокварцево-магнетитово-силикатный тип золотосульфидно-кварцевой формации, 3 — золотокварцевая, 4 — золотокварцево-сульфидная, 5 — золоторудные в целом, 6 — медно-молибден-порфировая,7 — грейзеновая вольфрамовая, 8 — полиметаллическая, 9 — медистые песчаники, 10 — медно-никелевая.

их средних значений в халькопиритах ряда изученных формаций (рис. 95 — Co, Ni, Cd, Pb; рис. 96 — Ag, Au, Bi, Sb, As).

Золото. Концентрируется Au преимущественно в халькопиритах золоторудных формаций (и сопряженной с ними медно-молибден-порфировой). Характерно, что максимально обогащен Au халькопирит сульфидных формаций (золотокварцево-сульфидной и медно-молибден-порфировой). Типичная золотокварцевая формация, где золото преимущественно представлено самородными формами, содержание его в сульфидах, в халькопирите в том числе, в 3–6 раз меньше, чем в таковых сульфидных формаций. Это связано, вероятно, с большим сродством Au с халькофилами и способностью значительно дольше удерживаться в сульфидном расплаве, чем в водно-силикатном, где оно довольно эффективно разобщается с кварцем уже на ранних стадиях эволюции МС. Минимальны содержания Au в халькопиритах медно-никелевой формации и в медистых песчаниках.

Серебро. Тенденция Ag — устойчивое накопление в халькопиритах золотокварцево-сульфидной, грейзеновой, кварцево-вольфрамитовой и медно-никелевой формаций. Максимальные концентрации типичны для халькопиритов полиметаллической формации и медистых песчаников.

Свинец. Концентрация Pb в халькопиритах золотосульфидно-кварцевой формации на полпорядка выше, чем в остальных изученных формациях. Минимальны его содержания в халькопиритах медистых песчаников. Для остальных формаций средние содержания Pb находятся в пределах 106–180 г/т.

Кадмий. Характерно накопление Cd в халькопиритах медно-никелевой формации (до 211 г/т).

Кобальт. Максимальные концентрации Co в халькопирите медно-никелевой формации, минимальные и также значимо отличающиеся в халькопирите золотокварцевой, золотокварцево-сульфидной, медно-молибден-порфировой и грейзеновой вольфрамитово-кварцевой ($\bar{x}$= 4–11 г/т при $\sigma/\bar{x}$ = 0,02–0,75).

Никель. Средние содержания Ni изменяются от 1,8 г/т в золотокварцевой до 139 г/т в медно-никелевой. Четко проявлена изменчивость в ряду медно-молибден-порфировая → грейзеновая → кварцево-вольфрамитовая → полиметаллическая → медистые песчаники → медно-никелевая (см. рис. 95).

Висмут. Характерен для халькопиритов золоторудных формаций ($\bar{x}$ > 200 г/т), за исключением золотокварцевой ($\bar{x}$ = 13,2 г/т). Высокие содержания Bi, соизмеримые с таковыми для золотосульфидно-кварцевой, отмечаются также в халькопиритах грейзеновой кварцево-вольфрамитовой формации ($\bar{x}$ = 694 г/т при $\sigma/\bar{x}$ = 0,55). Минимальны ($\bar{x}$ = 2,8 г/т при $\sigma/\bar{x}$ = 1,14) содержания Bi в халькопиритах медистых песчаников.

Мышьяк. Концентрируется As в халькопиритах золоторудных формаций, обогащенных сульфидами ($\bar{x}$ = 3825–6310 г/т при $\sigma/\bar{x}$ = 0,4–0,63). Минимальны его содержания в халькопиритах золотокварцевой ($\bar{x}$ = 193 г/т при $\sigma/\bar{x}$ = = 0,08), медно-никелевой и грейзеновой кварцево-вольфрамитовой формаций (рис. 96, табл. 51).

Сурьма. В халькопиритах Sb ведет себя близко подобно As.

Для рудно-формационной типизации большое значение имеют отношения между концентрациями элементов-примесей в халькопиритах (табл. 53, рис. 97, 98). Величина Co/Ni максимальна для халькопирита золотосульфидно-кварцевой формации (7,7) и минимальна для медно-молибден-порфировой и медистых песчаников (1,8), а также грейзеновой вольфрамитово-кварцевой (1,3) и медно-никелевой (1,03). Весьма показательна величина Ni/Ag.

Таблица 53

Отношения содержаний некоторых важнейших элементов-примесей в халькопиритах различных рудных формаций

Рудная формация	Co/Ni	Au/Ag	Ni/Ag	Bi/Sb	Bi/Au	Pb/Bi	Pb/Co	Zn/Cd	As/Cd	Zn/Pb
Золотосульфидно-кварцевая	4,6	0,43	0,92	1,5	31,4	1,1	4	157	13,2	4,4
Золотокварцевая	2,2	0,14	0,04	0,3	1,8	13,1	43	10	4,9	1,6
Золотокварцево-сульфидная	7,7	0,29	0,33	3,9	5,5	0,5	12	141	8,5	12,0
Золоторудные в целом	4,8	0,29	0,43	1,9	12,9	4,9	20	273	8,9	5,8
Медно-молибден-порфировая	1,8	0,60	0,07	0,5	2,5	3,1	38	84	4,7	5,9
Грейзеновая вольфрамитово-кварцевая	1,3	0,02	0,04	16,5	8,5	0,2	26	187	2,4	52,8
Полиметаллическая	4,2	0,17	1,28	—	5,9	1,6	1,8	—	—	12,0
Медно-никелевая	1,03	0,05	3,043	—	—	—	—	4	—	—
Медистые песчаники	1,8	0,1	250	0,1	3,1	1,8	0,04	60	10	120

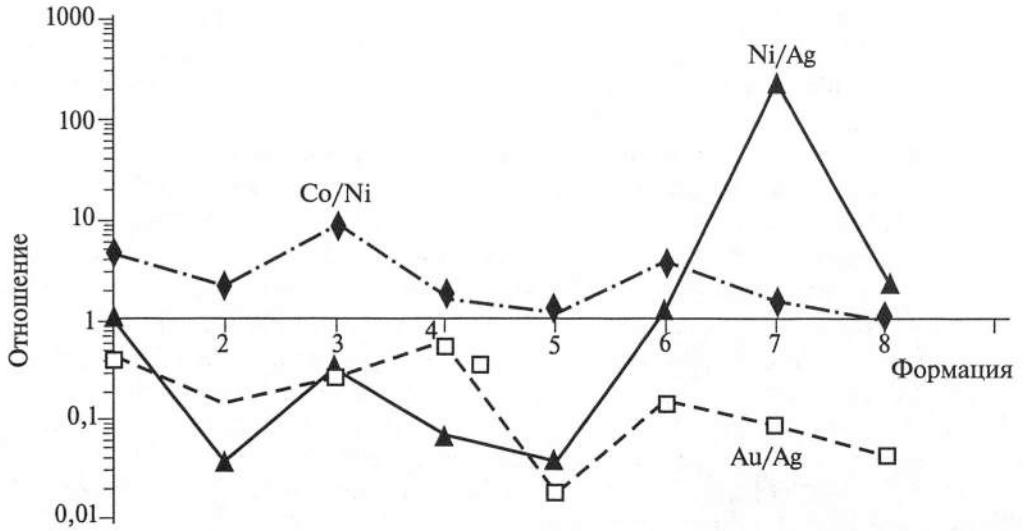


Рис. 97. Отношения Co/Ni, Ni/Ag, Au/Ag между средними содержаниями элементов-примесей в халькопиритах.

Формации: 1 — золотосульфидно-кварцевая, 2 — золотокварцевая, 3 — золотокварцево-сульфидная, 4 — медно-молибден-порфировая, 5 — грейзеновая вольфрамовая, 6 — полиметаллическая, 7 — медно-никелевая, 8 — медистые песчаники.

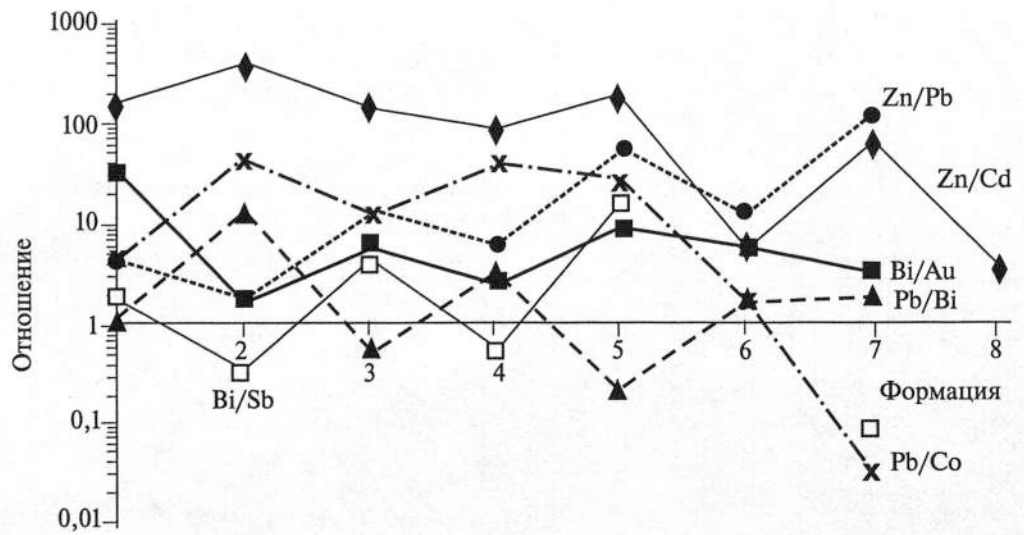


Рис. 98. Отношения между средними содержаниями элементов-примесей в халькопиритах в ряду формаций.

1–8 см. на рис. 97.

Она минимальна для золотокварцевой и грейзеновой вольфрамовой формации (соответственно 0,04 и 0,02) и максимальна для медистых песчаников (250). По минимуму Bi/Sb четко выделяются халькопириты медистых песчаников (0,1) и золотокварцевой формации (0,34). Максимум этой величины четко обособляет халькопириты грейзеновой вольфрамовой (16,5) и золотокварцево-сульфидной (3,9) формаций. По Bi/Au резко обособляются халькопириты золотосульфидно-кварцевой (31,4) формации, а по Pb/Bi и Pb/Co — золотокварцевой (соответственно 13,1 и 43), тогда как минимальные значения Pb/Bi (0,2) отличают халькопириты грейзеновой вольфрамовой формации и Pb/Co — медистых песчаников (0,04) и полиметаллических месторождений (1,8). Высокие значения Zn/Cd типичны для халькопиритов золотокварцевой формации (783) и низкие — медно-никелевой и полиметаллической (соответственно 4 и 6). По величине Zn/Pb резко выделяются халькопириты формаций грейзеновой вольфрамовой и медистых песчаников (соответственно 52,8 и 120). Минимальны значения этой величины для халькопиритов золотокварцевой формации (0,6).

Для халькопиритов золоторудных формаций (см. 1–4 на рис. 95, 96) типично содержание Au ≥ 5 г/т, Pb ≥ 500 г/т, As ≥ 2000 г/т, Ag > 100 г/т. Устойчивое среднее содержание Bi в халькопирите (≥ 500 г/т при $\sigma/\bar{x} = 0{,}55$) относится к надежному типоморфному признаку грейзеновой вольфрамовой формации. Для изученных халькопиритов месторождений полиметаллической и медно-никелевой формаций характерно наименьшее значение отношения Zn/Cd, соответственно 6 и 4. Максимальна эта величина для золотокварцевой формации (382). Это же относится и к величине Pb/Co, Pb/Bi. Для халькопирита данной формации типичны минимум Zn/Pb и Bi/Au. По абсолютному максимуму Zn/Pb и Ni/Ag и минимуму Bi/Sb и Pb/Co выделяются халькопириты формации медистых песчаников, по максимальному значению Au/Ag — халькопириты медно-молибден-порфировой формации, по минимальному — грейзеновой вольфрамовой. По максимальной величине Co/Ni обособляются халькопириты золотокварцево-сульфидной формации.

В целом для халькопиритов характерен следующий убывающий по концентрации элементов-примесей ряд (в скобках — пределы средних содержаний, г/т): As (6310–24) → Zn (5600–600) → Pb (741–5) → Bi (701–2,8) → Sb (466–35) → Co (339–4) → Ni (223–1,8) → Cd (211–10) → Ag (199,28–9,46) → Au (41,02–0,66). Распределение в ряду рассматриваемых формаций приведено на рис. 95, 96. Видно, что в нем концентрации Co, Ni, Cd возрастают, а Pb, As и Zn убывают. Отношения Bi/Au, Pb/Bi, Pb/Co в рассматриваемом ряду формаций также имеют тенденцию к убыванию (см. рис. 98).

Высокие концентрации Bi (>100, чаще >200 г/т) также типичны для халькопирита всех золоторудных месторождений. Но само по себе высокое содержание этого элемента, по крайней мере в пределах средних значений 100–700 г/т при $\sigma/\bar{x} < 0{,}5$, не может быть типоморфным признаком принадлежности халькопирита к золотоносному продуктивному комплексу, поскольку такие же концентрации Bi типичны и для халькопирита вольфрамит-кварцевых жил в грейзенах (Белухинское и Букукинское месторождения). При этом для

отнесения халькопирита к продуктивным комплексам месторождений W он должен содержать W (более 400 г/т при $\sigma/\bar{x} > 2$).

Высокие концентрации Pb, Co и Ni в халькопиритах присущи образцам его из золоторудных месторождений, но характерны также и для халькопиритов медистых песчаников, содержащих кобальтин и карролит, медно-никелевых и медно-колчеданных месторождений [Типоморфизм..., 1972].

Типоморфным элементом халькопирита золоторудных месторождений является Sb, при этом средние ее значения меняются от 50 до 450 г/т, $\sigma/\bar{x} \leq 1{,}5$.

ГЛАВА 4

ТИПОМОРФИЗМ ВОЛЬФРАМИТА

4.1. Общие замечания

Вольфрамит относится к довольно широкораспространенным минералам. Нередко он образует крупные индивиды и агрегаты, которые относительно легко извлекаются в монофракции. Он достаточно хорошо изучен и по нему существует огромная литература. Первые находки ферберита были сделаны в России в жилах Шерловогорского месторождения Е. Патреном еще в 1785 г. [Patrin, 1791]. Уже в "Системе минералогии" Дж. Д. Дэна вольфрамит описывается всесторонне и подробно. Общеизвестен достаточно совершенный изоморфизм Fe^{2+} — Mn^{2+} с образованием изоморфного ряда гюбнерит ($MnWO_4$) — ферберит ($FeWO_4$).

В связи с совершенным изоморфизмом в литературе неоднократно обсуждался вопрос о номенклатуре в ряду ферберит—гюбнерит. Известно несколько ее вариантов.

А.К. Болдырев в 1935 г. предлагал выделять железистый ферберит с 0–25 % $MnWO_4$, марганцовистый гюбнерит с 75–100 $MnWO_4$ и средний вольфрамит, включающий до половины объема ряда.

Дж. Д. Дэна и др. [1954] выделяют также три разновидности: ферберит (0–20 $MnWO_4$), вольфрамит (20–80 $MnWO_4$) и гюбнерит (80–100 $MnWO_4$). Аналогичная номенклатура, основанная на структурных признаках, использована Х. Штрунцем. Однако принявший структурные представления Х. Штрунца А.С. Поваренных [1966] выделил только две разновидности — ферровольфрамит и манганвольфрамит, заменив ими традиционные гюбнерит и ферберит, и не определил границ применения вводимых терминов. Н.П. Сенчилло и К.А. Мухля в 1971 г., рассматривая номенклатуру вольфрамитов, обосновывали границы составов ферберита и гюбнерита, принятые у Дж. Д. Дэна и др., но предлагали выделять пять разновидностей. Сохраняя для крайних членов общепринятые названия ферберит и гюбнерит, они предложили для разновидностей с 20–40, 40–60 и 60–80 % $MnWO_4$ соответственно названия ферровольфрамит, изовольфрамит и манганвольфрамит. Предложения указанных авторов противоречат известным положениям о порядке введения новых названий и ничего нового для понимания структуры и состава минерала не дали, а потому забыты.

Целесообразно сохранить принятое в России и за рубежом деление минералов ряда вольфрамита на ферберит, вольфрамит и гюбнерит, в объемах терминов по Дж. Д. Дэна и др. [1954], а для обозначения членов изоморфного ряда принять удобное обозначение их под номерами от 0 до 100, где цифры обозна-

чают количество гюбнеритовой молекулы в минерале, как это общепринято для плагиоклазов и предлагалось М.С. Сахаровой для блеклых руд ряда тетраэдрит—теннантит. Одновременно представляется целесообразным вслед за Дж. Д. Дэна, Г. Штрунцем, а также Е.И. Семеновым и др. [Минералогические таблицы, 1981] выделять ферберит, вольфрамит и гюбнерит как самостоятельные таксономические единицы, представляющие структурно различные модификации, где в случае ферберита мы имеем $\beta = 90°$ и он, по сути дела, имеет ромбическую структуру, а у гюбнерита — моноклинную с $\beta = 89°07'$ по В.И. Михееву [1957] и 90°53′ по Дж. Д. Дэна и др. [1954]. В промежуточных членах ряда β, по нашим данным, варьирует от 89 до 91°.

Автор придерживается принятой номенклатуры, удобство которой может быть оценено читателем.

4.2. Пределы вариаций химического состава вольфрамита как типоморфные признаки

Проблема связи состава вольфрамитов и условий их образования неоднократно обсуждалась в литературе [Барабанов, 1975; Иванова, 1976; Денисенко, 1971; Корчагин, Юргенсон, 1975; Гребенников, 1996; Максимюк, 1973; Иванова и др., 1981; Барабанов, Виноградова, 1985; и др.]. В результате установлено, что для собственно грейзеновых штокверково-жильных и ртутно-сурьмяных месторождений характерны существенно железистые, ферберитовые члены изоморфного ряда ферберит—гюбнерит, а для обогащенных сульфидами вольфрамитово-кварцевых жил — существенно гюбнеритовые.

Ниже приведены данные обработки наиболее достоверных анализов вольфрамитов СНГ и Монголии, полученные в разные годы различными авторами. Все они пересчитаны на содержания гюбнеритового минала и выражены в виде вольфрамита от № 1 до № 100.

Относительно совершенства изоморфизма вольфрамита отметим следующее.

Совершенство изоморфизма в ряду ферберит—гюбнерит общепринято и ни у кого не вызывает сомнений. Однако анализ вариаций значений микротвердости и параметров решетки в пределах одного образца и даже кристалла показывает, что довольно часто они далеко не однородны, несмотря на микроскопически наблюдаемую однородность. Колебания значений микротвердости в пределах одной грани нередко превосходят ошибку измерений и составляют 20–50 кг/мм^2. Максимальные колебания приходятся на вольфрамиты № 30–60. Именно в этой области составов линейность зависимости микротвердости и параметров решетки от соотношения гюбнеритового и ферберитового компонентов резко нарушается. Подобные отклонения от линейности зависимости свойств вольфрамита от его состава наблюдали И.Е. Максимюк [1971], И.Е. Максимюк и Г.Ф. Иванова [1971], которые в образцах, соответствующих вольфрамиту № 30–35, обнаружили под электронным микроскопом структуры распада изоморфных смесей. Электронно-микроскопическое исследование

[Максимюк и др., 1971] выявило для вольфрамитов с составом около 30 % $MnWO_4$ своеобразные картины рельефа сколов, морфологически выраженные системой перемычек шириной до 600 Å. Эта структура объяснялась чередованием определенным образом ориентированных пластинок, с различным содержанием Fe и Mn, образовавшихся в результате спиноидального распада изоморфной смеси.

Как выяснено [Рафальсон, 1977; Иванова и др., 1981; Гавриленко и др., 1995], представления о широком изоморфизме W, Ta, Nb и Sc в вольфрамитах нуждаются в определенных корректировках.

При более высоких концентрациях они образуют субмикроскопические собственные минеральные индивиды либо включения вольфраматов необычного состава. Возможность изоморфного вхождения Ta при концентрации 0,3 % изучалась на образцах автора Н.П. Афониным на рентгеновском микроанализаторе "Самеса" в Иргиредмете. При этом определено равномерное распределение Ta с концентрацией 0,2–0,3 % по всему полю образца без видимых пиков повышенных содержаний на диаграмме. Изучался весь образец в целом, а отдельные его участки детализировались.

В.Ф. Барабановым [1971, 1975] на примере Забайкальских и других вольфрамитов развивалось представление о возможном изоморфном вхождении в вольфрамит Ti, TR, Mg, Ca, Si и др. По Дж. Д. Дэна и др. [1954] и Л.И. Поткину [1971], полученные искусственные вольфрамиты Mn, Ni, Co, Mg и Zn, а также санмартинит изоструктурны с вольфрамитом. Однако пределы изоморфизма этих элементов в природных кристаллах не известны. Присутствие в анализах вольфрамитов Ca, SiO_2, TR, Ti, Mg при детальном изучении оказывается связанным с микропримесями шеелита, кварца, карбонатов, рутила, танталониобатов. Например, в вольфрамитах Урмийского рудного узла Баджальского оловорудного района, содержащих повышенные концентрации Nb, Sc и TR, В.В. Гавриленко и др. [1995, с. 49] установили, что "...резкоповышенные концентрации иттрия и лантаноидов связаны с присутствием в вольфрамите микровключений самостоятельного минерала редких земель — фергусонита". Включения его имеют размеры 10–15 мкм, редко достигают 80 мкм. При этом в вольфрамите на контакте с фергюсонитом содержания иттрия и лантаноидов всегда менее чувствительности анализа.

Высокими содержаниями Nb и Sc, по данным этих авторов, отличаются отдельные участки вольфрамита, сложенные обогащенным Sc и Nb ферберитом. Содержания Sc_2O_3 в нем 1,49–2,69 % и Nb_2O_5 — 4,97–10,59 %. При этом в окружающем такие участки вольфрамите содержится 0,09 % Sc_2O_3 и 0,89 % Nb_2O_5. Здесь реализуется изоморфизм $Fe^{2+} + W^{6+} \rightarrow Sc^{3+} + Nb^{5+}$. Согласно представлениям указанных авторов, иттрий и лантаноиды входят в состав ранних генераций минералов, в частности фергюсонита, а скандий и ниобий — в ранние фазы ферберита. Все они затем захватываются поздним вольфрамитом. Обогащенность вольфрамитов определенными примесями чаще всего — свидетельство принадлежности их к определенным рудным формациям.

Вольфрамиты кварцево-сульфидно-вольфрамитового минерального типа грейзеново-вольфрамовой формации (Букукинское, Белухинское, Бом-Горхонское и других месторождений) обогащены халькофильными элементами, которые входят в состав микропримесей сфалерита, пирита (Ni, Co), халькопирита и др. В случае обилия мелкого шеелита вольфрамиты обогащены кальцием, а при прямом расчете анализа на кристаллохимическую формулу без исключения кальция и соответствующего ему в формуле шеелита триоксида вольфрама, индекс последнего в формуле вольфрамита всегда больше единицы. Стехиометрия соблюдается лишь после вычета из результатов анализов кремнезема, оксида кальция и диоксида титана.

Вольфрамиты вольфрамитово-касситеритово-кварцевого минерального типа обычно обогащены Sn, As, Be, иногда B, Al. Ближайшее рассмотрение характера включений указывает на наличие самостоятельных минеральных форм этих элементов в вольфрамите.

Вольфрамиты апогранитных грейзенов и редкометалльных грейзенов обогащены Be, Ta, Nb, Ti, TR, свидетельствующими как об ограниченном изоморфизме [Четырбоцкая, 1972], так и о включениях самостоятельных минеральных форм этих элементов. В этой связи достаточно интересны выводы Л.З. Быховского и др. [1971] о распределении в вольфрамитах In. Наиболее высокие концентрации его установлены в вольфрамитах из апогранитов, где они обогащены также Ta, Nb и Cs, In. При этом In концентрируется в количествах в 1,5–2 до 10–20 раз больших в вольфрамитах, чем в касситеритах этих же месторождений. Он более характерен для вольфрамитов оловоносных районов и кварцево-касситеритового-вольфамитовых месторождений и апогранитов, хотя четкой формационной принадлежности и не установлено. Самые низкие концентрации In установлены в вольфрамитах грейзеновой кварцево-вольфрамовой и ферберитово-киноварно-антимонитовой (Барун-Шивеинское) формаций. Решающим в появлении In в вольфрамитах, по мнению авторов указанной выше работы, является "минеральный состав руд, в частности наличие в рудах олова". Природа вхождения In в вольфрамиты неясна, хотя изоморфное вхождение и возможно.

Все сказанное позволяет сделать вывод о том, что, во-первых, представления о широком и разнообразном изоморфизме в вольфрамитах нуждаются в существенных коррективах в каждом конкретном случае, а во-вторых, пределы изоморфизма (кроме $Mn^{2+} \rightarrow Fe^{2+}$) достаточно ограничены и достаточно определенны. В общем случае элементы-примеси могут быть использованы как типоморфные признаки вольфрамитов, характеризующие геохимическую специализацию среды, а формы вхождения — физико-химические ее параметры.

Для выяснения причин значительных вариаций состава вольфрамитов различных месторождений и жил рассмотрим эти вариации в пределах групп месторождений, объединенных по рудно-формационному признаку. Принимая за основу рудно-формационную классификацию Ф.Э. Апельцина с учетом данных работы [Критерии..., 1986], все рассматриваемые месторождения и составы вольфрамитов этих месторождений сведены в табл. 54, где они подразделены также по особенностям вмещающей среды. Таблица составлена на основе обоб-

щения данных собственных исследований и литературных источников по 286 анализам вольфрамитов 28 месторождений. Анализ ее показывает, что ферберитыи вольфрамиты № 12–33 характерны для циннвальдитово-, кварцево- и мусковитово-топазовых грейзенов месторождений грейзеновой вольфрамовой формации (Шерловая Гора, Бага-Газрын, Хара-Мориту). В кварцево-слюдистых грейзенах этой же формации количество гюбнеритовой составляющей возрастает уже от 45–60 % (Тумэн-Цогто) до 70–93 % (Спокойнинское). По данным О.Д. Левицкого [1964], кварцево-вольфрамитовые жилы в топазово-мусковитовом грейзене содержат ферберитыа жилы в грейзенизированных гранитах (кварцево-мусковитовые ассоциации), по данным автора, — вольфрамиты № 45–70. Жилы в гранитах Спокойнинского месторождения содержат вольфрамиты № 58–86.

Таким образом, железистые разности вольфрамитов из месторождений грейзеновой вольфрамовой формации характерны для высокотемпературных, с обилием летучих циннвальдитово-, мусковитово- и кварцево-топазовых грейзенов, а марганцовистые — для жил в мусковитовых грейзенах и слабо измененных гранитах.

Вольфрамиты жил вольфрамитово-кварцевого типа имеют состав № 18–51 (Нортуйское, Дульдургинское и др.). В этих же пределах (№ 24–52) находятся практически составы вольфрамитов касситерит-вольфрамитово-кварцевого типа (Ушмунское, Ингодинский рудный узел, Модото).

Большая часть рассматриваемых месторождений с определенной степенью условности может быть отнесена к кварцево-сульфидно-вольфрамитово-кварцевому минеральному типу грейзеновой формации.

В целом для типичных гюбнерит-сульфидно-кварцевых жильных месторождений, залегающих в гранитах (Холтосонское, Бом-Горхонское) или в эффузивах (Их-Хайранское), характерны гюбнериты № 73–99. В противоположность им вольфрамиты из сульфидно-вольфрамитово-кварцевых жил Куналейского месторождения, залегающие в роговиках, по алевролитам и сланцам ближе к ферберитам (№ 18–30), хотя встречаются образцы до № 76. По данным В.Ф. Барабанова [1975], пестрый состав вольфрамитов Букукинского и Белухинского месторождений закономерно изменяется в зависимости от вмещающей среды: в бедных железом порфировидных гранитах развиты марганцовистые разности, а в кварцевых диоритах и гранодиоритах — железистые.

Вольфрамиты месторождений молибденит-вольфрамитово-кварцевого типа, залегающих в гранитах, соответствуют № 60–86 (Тумэн-Цогто) и № 48–98 (Джидинский рудный узел), а локализующихся в роговиках и песчаниках (Югодзырь) — № 14–64. При этом в пределах Джидинского рудного узла с небольшим развитием молибденита в жилах сульфидно-гюбнеритово-кварцевого типа развит преимущественно гюбнерит № 95–98.

Таким образом, на основе приведенных сопоставлений можно определить, что состав вольфрамитов является, с одной стороны, признаком рудно-формационным, а с другой — зависит от состава вмещающей среды. Однако это не связано с выносом железа и вмещающих пород, как предполагалось В.Ф. Барабановым.

Таблица 54

Вариации состава вольфрамитов различных месторождений в зависимости от принадлежности к рудной формации

Рудная формация, минеральный тип	Месторождение	Вмещающая среда	Пределы вариаций, № вольфрамита	Источник
1	2	3	4	5
Грейзеновая вольфрамовая редкометалльно-олово-вольфрамовая подформация				
ферберит-касситерит-топаз-бериллово-кварцевый	Хара-Мориту	Кварцево-топазовые, топазово-циннвальдитовые грейзены, роговики	14–15 / 14,5	[Иванова, Максимюк, 1971; Иванова, 1976]
	Шерловая Гора	Мусковит-бериллово-топазовые грейзены	10–13 / 12	[Барабанов, 1975], Е.И. Доломанова (1959 г.); наши данные
	Закаменное	Граниты	48	А.Д. Сергеев (1974 г.)
	Правоурумийское	Гранитоиды	14–42	[Бедокуров, 1979]
малосульфидный вольфрамит-мусковитово-кварцевый	Дедовогорское	Жилы в грейзенизированных гранитах	50–59	А.М. Гребенников по: [Месторождения Забайкалья, 1995]
	Хара-Нор	Жилы в слабо грейзенизированных гранитах	51	М.М. Тетяев (1916 г.)
	Дульдургинское	Жилы в гранитах	34	А.К. Болдырев, Е.Я. Лясски (1929 г.)
	Антонова Гора	Жилы в сланцах	18–32	[Барабанов, 1975]
		Жилы в гранитах	39	То же
	Цаган-Дава	» »	31–45	Наши данные; [Иванова, Максимюк, 1971]
	Нортуйское	Жилы в слабо грейзенизированных гранитах	34	Наши данные

	Куналейское	Жилы в роговиках по алевролитам и сланцам	18–30 19–76	[Кудряшова, 1971], У.А. Корчагин (1973 г.); наши данные
вольфрамит-касситерит-циннвальдитово-кварцевый	Модото	Жилы в грейзенах и грейзенизированных гранитах	27–52 / 41	[Каленов, 1966; Иванова, Максимюк, 1971; Иванова, 1976]; наши данные
	Ушмунское	Жилы в сланцах	33–58	[Левицкий, 1964]; М.М. Тетяев, (1916 г.)
	Ингодинский рудный узел	Грейзен по песчано-сланцевым породам:		
		а) первая стадия	28	Е.И. Доломанова (1959 г.)
		б) вторая стадия	24	То же
	Шумиловское	Жилы в топазово-мусковитовом грейзене	Фербериты	[Левицкий, 1964]
		Кварцево-вольфрамитовые жилы в грейзенизированных гранитах	45–70	Наши данные
	Молодежное	Жилы в грейзенизированных гранитах	27–39	[Левицкий, 1964]
малосульфидный вольфрамит-бериллово-сидерофиллитовый	Чулун-Хуриэтэ	Роговики	37–58	То же
	Бага-Газрын	Циннвальдитово-топазовые грейзены	12–33	[Иванова, Максимюк, 1971; Иванова, 1976]
	Спокойнинское	Кварцево-слюдистые грейзены Жилы в сланцах Жилы в гранитах	70–93 26–55 58–86	[Четырбоцкая, 1972; Дистлер, 1967; Сырицо, 1967; Гребенников, 1996]

Окончание табл. 54

1	2	3	4	5
Сульфид-молибденово-вольфрамовая подформация				
молибденит-вольфрамитово-кварцевый	Тумэн-Цогто	Граниты	60–86	[Каленов, 1966; Иванова и др., 1976]; наши данные
	Кара-Оба	Вольфрамитово-кварцевые жилы в вулканогенно-терригенных породах, гранитах	28–43	Ермилова (1962 г.)
		Гюбнеритово-кварцевые жилы в эффузивно-обломочных породах	59–61	То же
	Югодзырь	Песчаники, роговики	14–64 / 37	[Каленов, 1966; Иванова, 1976]
	Джидинское	Граниты	48–98	[Повилайтис, 1960]
сульфид-молибденит-гюбнеритово-кварцевый	Белухинское	Жилы в гранит-порфирах, гранодиоритах и кварцевых диоритах	18–77	[Барабанов, 1975]
		Жила № 88 (переходит от порфировидного гранита к кварцевому диориту)	43–69	То же
	Букукинское	Жилы в гранодиорите	29–88	[Барабанов, 1975]; наши данные
		а) ранние генерации	46–57	То же
		б) поздние генерации	29–91	»
	Восточный Коунрад	Граниты	47–91	[Чухров, 1960]
	Их-Хайрханское	Жилы в эффузивах	65–99 / 83	[Корчагин, Юргенсон, 1975]
	Онгон-Хайрхан	Роговики	65–83	Наши данные; У.А. Корчагин (1973 г.); [Иванова, 1976]
	Хар-Чулуу	Граниты	74–82	[Иванова, Максимюк, 1971; Иванова, 1976]; наши данные
сульфид-гюбнеритово-кварцевый	Бом-Горхонское	Жилы в гранитах	86–97	Наши данные; У.А. Корчагин (1973 г.); [Барабанов, 1975]
		Жилы в граните, содержащие ксенолиты сланцев	От 75 и более	
	Холтосонское	Жилы в гранитах	95–98 / 96	[Повилайтис, 1960, 1975; Иванова, Малиновский, 1984]
Антимонит-киноварно-вольфрамитово-кварцевая	Барун-Шивия		12–25 / 21	[Барабанов, 1975]; наши данные
	Ново-Ивановское		10–36	А.Д. Щеглов (1963 г.); наши данные
	Ховд-Гол		10	[Гетманская и др., 1995; Иванова и др., 1988]
	Муш-Гуу		10	[Гетманская и др., 1995]
	Калгуты		12	То же
	Ачит-Нуур		14–16	»
	Цунхег-II		12–14	»

Примечание. В числителе — размах, знаменателе — среднее.

4.3. Вариации состава и свойства вольфрамитов на примере Восточной и Центральной Монголии

4.3.1. Общие замечания

Вольфрамовое оруденение Центральной и Восточной Монголии связывается с гранитоидами средне-верхнеюрского возраста [Иванова, 1976; Коваленко, 1977].

Оловянные и вольфрамовые месторождения этого региона по А.Д. Каленову [1966] образуют Прикеруленский оловянно-вольфрамовый, Восточно-Монгольский вольфрамовый и Нукут-Дабанский молибденово-вольфрамовый рудные пояса, имеющие северо-восточное простирание, что, по-видимому, отражает смещение с северо-запада на юго-восток металлоносных зон с существенно оловянно-вольфрамовой специализацией, собственно вольфрамовой, а затем молибденово-вольфрамовой.

О существовании типогенных особенностей вольфрамитов, принадлежащих к определенным поясам, отдельным магматическим комплексам или месторождениям, есть противоречивые мнения. А.Д. Каленовым [1966] на основе сравнительного изучения вольфрамитов, касситеритов и некоторых сульфидов из месторождений различных формаций и связанных с различными магматическими комплексами было высказано предположение о том, что элементы-примеси в рудных минералах не только отражают специфику того или иного рудопроявления, месторождения или рудного поля, но и являются показателями принадлежности их к тому или иному металлогеническому этапу и рудоносному интрузивному комплексу.

Автором совместно с У.А. Корчагиным в 1971 г. было начато детальное изучение состава и свойств вольфрамитов ряда месторождений Центральной и Восточной Монголии.

Изложим результаты сравнительного изучения вольфрамитов из месторождений, принадлежащих различным структурно-формационным зонам с тем, чтобы выявить существование их отличительных черт, столь важных при минерагенических исследованиях и для решения прикладных задач.

4.3.2. Вариации состава вольфрамитов в зависимости от условий локализации и формационной принадлежности их месторождений

В пределах Прикеруленского пояса рассматриваются отдельно месторождения и рудопроявления его Юго-Западного и Северо-Восточного флангов. К первому приурочены Их-Хайрханский рудный узел, состоящий из отдельных месторождений и рудопроявлений, Онгон-Хайрханское месторождение и рудопроявления Дзун-Хашиата-Худук и Хап-Чулуу. Все они с известной долей условности отнесены к сульфид-вольфрамитово-кварцевому типу грейзеновой формации. В пределах этой части Прикеруленского пояса находится и грейзеновое месторождение Бага-Газрын. Северо-Восточная часть пояса представлена месторождениями Модото и Цаган-Дава, а также Чулун-Хуриэте (рис. 99). Первое месторождение относится к вольфрамит-касситеритово-кварцевому минеральному типу, второе — переход от него к сульфид-молибденово-воль-

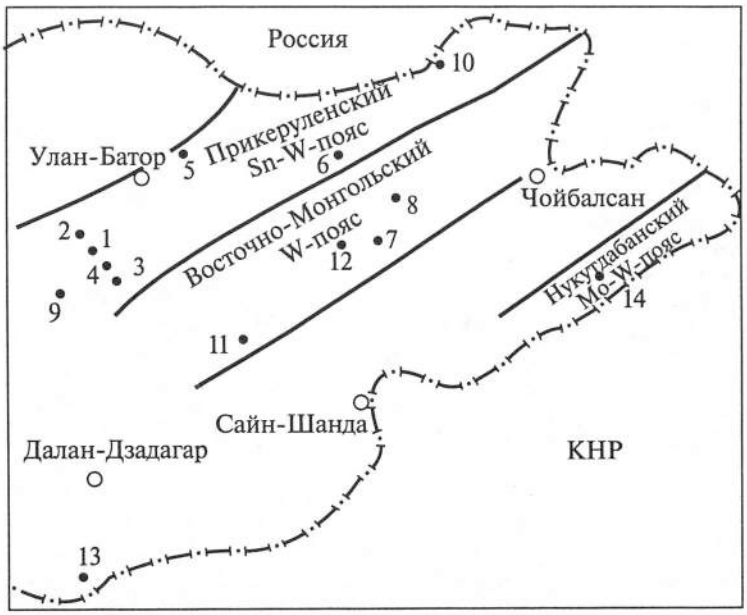


Рис. 99. Оловянно-вольфрамовые пояса Центральной и Восточной Монголии (Каленов, 1967 г.).

Месторождения и рудопроявления: 1 — Их-Хайрханское, 2 — Онгон-Хайрханское, 3 — Дзун-Хашиата-Худук, 4 — Хар-Чулуу, 5 — Цаган-Дава, 6 — Модото, 7 — Бурен-Цогто, 8 — Тумэн-Цогто, 9 — Бага-Газрын, 10 — Чулун-Хуриэтэ, 11 — Их-Наратин-Хид, 12 — Салаа, 13 — Хара-Мориту, 14 — Югодзырь.

фрамовой подформации (табл. 55). Чулун-Хуриэте можно отнести к малосульфидному вольфрамитово-кварцевому типу грейзеновой формации.

Восточно-Монгольский вольфрамитовый пояс включает месторождения Бурэн-Цогто, Тумэн-Цогто и рудопроявления Их-Наратин-Хид и Салаа. Они по минеральному составу относятся к жильному вольфрамитово-кварцевому типу, но особенностью их является приуроченность к кварцево-мусковитовым грейзенам. Они почти не содержат сульфидов, за исключением Тумэн-Цогто, руды которого содержат молибденит, поэтому месторождение является переходным к молибденит-вольфрамитово-кварцевым.

Нукутдабанский молибденово-вольфрамовый пояс включает месторождения Югодзырь и Хара-Мориту. Первое относится к жильному и молибденит-вольфрамитово-кварцевому типу грейзеновой формации, второе — к кварц-вольфрамит-топазово-мусковитовому. Минеральный состав упомянутых месторождений и рудопроявлений представлен в табл. 56.

Химический состав вольфрамитов изучался химическим, количественным рентгеноспектральным и полуколичественным спектральным анализами. Данные о содержании гюбнеритовой молекулы вольфрамитов сведены в табл. 57, где суммированы доступные литературные источники [Каленов, 1966; Иванова, Максимюк, 1971; Иванова, 1976; Корчагин, Юргенсон, 1975], аналитические данные образцов, переданных автору У.А. Корчагиным.

Таблица 55

Вольфрамиты из месторождений различных поясов Монголии

№ обр.	Рудный пояс	Месторождение, рудопроявление	№ вольфрамита	Вмещающие породы	Минеральный тип, вмещающие породы
1	2	3	4	5	6
6	Юго-западный фланг Прикеруленского оловянно-вольфрамового пояса	Их-Хайрханское, жила № 5-а	88	Порфириты	Сульфид-вольфрамитово-кварцевый
11		Жила № 2	91	»	
14		Жила Слепая	92	»	
13		Жила № 2, шт. 2	99	»	
Их-161		Жила № 4–7	88	»	
Их-99		»	73	»	
Их-95		»	88	»	
Их-213		»	86	»	
Их-214		»	88	»	
Их-96		»	90	»	
И-161-а		Северовосточный участок, жила № 1	88	»	
Их-153		То же	88	»	
Их-130		Восточный, жила № 2	86	»	
Их-145		То же	85	Граниты	
Их-83		Надомский участок	85	»	
Их-80		Тарбаганий	85	»	
Их-189		Майхен-Худук	85	Порфириты	
Их-349		»	77	Амфиболиты	
Ш-82		Улан-Удэнский	81	Порфириты	
Их-210		Баян-Баратуинский	75	Граниты	
Их-276		Онгон-Хайрханское	80	Роговики	
Ш-229		»	77	»	
Их-240		»	79	»	
Их-270		»	72	»	
Их-226		»	77	»	
Их-225		»	83	»	
Их-230		»	83	»	
3		»	66	»	
21		»	67	»	
5		»	72	»	Сульфидный молибденит-гюбнеритово-кварцевый
27		»	65	»	
Их-172		Хар-Чулуу	82	Граниты	
7		»	89	»	
8		»	92	»	
23		»	83	»	
24		»	74	»	
2		Дзун-Хашиата-Худук	85	»	
9		»	96	»	

Продолжение табл. 55

1	2	3	4	5	6
Бг-1		Бага-Газрын	12	Граниты	Топаз-циннвальдитово-вольфрамитовые грейзены
Бг-47		»	12	»	
Бг-79		»	33	Роговики	
4	Северо-восточный фланг Прикерулен-ского пояса	Модото	52	Граниты	Касситерит-вольфрамитово-кварцевый
Мд-15х		»	48	»	
26		»	48	»	
Мд-108		»	48	»	
Мд-50		»	42	»	
Мд-39		»	38	»	
Мд-26		»	33	»	
1		Цаган-Дава		»	Вольфрамитово-кварцевый
Цд-13х		»	33	»	
Цд-10		»	31	»	
Чх-7		Чулун-Хуриэтэ	57	Роговики	Малосульфидный или бессульфидный вольфрамитово-кварцевый в кварц-мусковитовых грейзенах
Чх-14		»	37	»	
Чх-19		»	57	»	
Чх-17		»	44	»	
Чх-25		»	58	»	
315-2		»		»	
10	Восточно-Монгольский вольфрамовый пояс	Барун-Цогто	53	Роговики	
Бр-3		»	47	»	
Бр-46			47	»	
Бр-45			53	»	
Мб-806			53	Диорит-порфирит	
Бр-18			70	Амазонит, гранит	
Их-51		Их-Наратин-Хид	71	Граниты	
Их-71		»	61	»	
Са-1		Салаа	65	»	
20		Тумен-Цогто	45	»	
430			42	»	
Тм-1			57	»	
Тм-2			58	»	
Тм-18			60	»	
Тм-22			72	»	
Тм-26			54	Блоковый кварц пегматита	
415-а			70	Порфировидный гранит	
415-б			93		
373		Западное		Граниты	

Окончание табл. 55

1	2	3	4	5	6
42	Нукут-Дабанский молибденово-вольфрамовый пояс	Югодзырь, грейзены	62	Гранит-порфиры	
Б/н		Кварцевая жила	47	Песчаники	
Юг-2		Югодзырь, кварцевые	64	Роговики	
Юг-4		То же	38	»	
Юг-25		»	45	»	
Хм-84		Хара-Мориту	14	Граниты	Кварцево-топазовые, мусковитовый грейзен с вольфрамитом
Хм-40		»	15	Роговики	

Примечание. Образцы с № 1 по № 27 анализированы в химической лаборатории ЗабНИИ МПР РФ, аналитик А.А. Романова.

Соотношение ферберитовой и гюбнеритовой молекул в вольфрамитах варьирует в широких пределах — от ферберитов с 12 % $MnWO_4$ до почти чистого гюбнерита (99 % $MnWO_4$). В пределах Юго-Западного фланга Прикеруленского оловянно-вольфрамового пояса развиты вольфрамиты и гюбнериты (см. табл. 55, 56). Среди вольфрамитов установлены разности от № 65 до № 80. Чистые гюбнериты (№ 99) отмечаются в жилах Их-Хайрханского месторождения. Более 70 % образцов из месторождений сульфидно-вольфрамитово-кварцевого типа грейзеновой формации рассматриваемого пояса имеет гюбнеритовой состав № 85–95.

Располагающиеся в северо-восточной части Прикеруленского пояса месторождения Модото, Цаган-Дава и Чулун-Хуриэте содержат вольфрамиты более железистые: № 27–52 в первом, № 31–37 во втором и № 37–57 в третьем, стоящем на переходе от бессульфидных вольфрамитово-кварцевых к сульфидным ассоциациям Их-Хайрханского рудного узла. При этом наиболее железистые вольфрамиты типичны для вольфрамит-касситеритово-кварцевого типа. В западной части Прикеруленского пояса, в топазово-циннвальдитовых грейзенах распространены фербериты и вольфрамиты № 12–33. Отметим, что в Западной Монголии [Иванова и др., 1988] и Монгольском Алтае находится серия проявлений с ферберитами № 7–16 [Гетманская и др., 1995].

В пределах Восточно-Монгольского вольфрамитового пояса получили развитие месторождения бес- или малосульфидной разностей вольфрамитово-кварцевого типа. Вольфрамиты этих месторождений содержат от 42 до 71 % гюбнеритовой молекулы, а один образец Бурэн-Цогто, где значительно шире развиты сульфиды, содержал даже по данным Г.Ф. Ивановой и И.Е. Максимюк [1971] до 86 % $MnWO_4$.

Из Нукут-Дабанского молибденово-вольфрамитового пояса известны составы вольфрамитов двух месторождений — Хара-Мориту и Югодзырь. Общая особенность их — высокая железистость. В циннвальдитово- и мусковитово-топазовых грейзенах Хара-Мориту, по данным Г.Ф. Ивановой [1976], установлен только ферберит с 14–15 % гюбнеритовой молекулы. В молибде-

Таблица 56

Продуктивные минеральные ассоциации и вмещающая среда месторождений вольфрамита Восточной и Центральной Монголии (с использованием данных Г.Ф. Ивановой и И.Е. Максимюк [1971], Г.Ф. Ивановой [1976], У.А. Корчагина (1976 г.)

Месторождение, рудопроявление	Вмещающая среда	Околорудные породы	Минералы		Минеральная ассоциация	Номер вольфрамита, среднее значение и предел вариаций
			главные	второстепенные		
1	2	3	4	5	6	7
Хара-Мориту	Граниты, песчано-сланцевые породы	Кварц-топазово-циннвальдитовые грейзены, роговики	Кварц, ферберит, мусковит, флюорит, топаз, циннвальдит, полевой шпат, касситерит	Пирит	Грейзеновая топаз-мусковит-кварцево-циннвальдитовая	12–33 / 17
Югодзырь	Граниты, песчано-сланцевые толщи	Грейзены, роговики	Кварц, молибденит, вольфрамит, пирит	Халькопирит, флюорит		
Модото	Граниты	Серицит	Кварц, вольфрамит, касситерит, мусковит	Топаз, пирит, арсенопирит, халькопирит, галенит, сфалерит	Вольфрамит-касситеритово-кварцевая	27–52 / 41
Бурэн-Цогто	Песчаники, конгломераты	Роговики, кварцево-мусковитовые грейзены, апограниты	Кварц, вольфрамит, мусковит	Берилл, флюорит, на глубине пирит, сфалерит	Вольфрамит-кварцевая в грейзенах	31–71 / 51
Тумэн-Цогто	Граниты	Кварцево-мусковитовые грейзены	Кварц, вольфрамит, мусковит, молибденит	Пирит, флюорит	Кварц-молибденово-вольфрамитовая	38–86 / 58
Бага-Газрын	Граниты, песчано-сланцевые породы	Циннвальдитово-топазовые грейзены, роговики	Кварц, ферберит, мусковит, флюорит, топаз, циннвальдит, полевой шпат	Касситерит		
Чулун-Хуриэте	Граниты	Роговики и кварцево-мусковитовые грейзены	Кварц, вольфрамит, мусковит	На глубине пирит, халькопирит		

Окончание табл. 56

1	2	3	4	5	6	7
Их-Наратин-Хид	Граниты	Кварцево-мусковитовые грейзены	Кварц, вольфрамит			
Салаа	»	Локальное образование кварцево-мусковитовых грейзенов	Кварц, вольфрамит, мусковит	Флюорит, пирит		
Их-Хайрханское	Эффузивы	Мусковит-пирит-флюоритовые метасоматиты	Кварц, вольфрамит, мусковит, пирит, флюорит, гематит	Халькопирит, висмутин, галенит, сфалерит, шеелит, берилл, касситерит		65–99 / 83
Онгон-Хайрхан	Метаморфизованные песчаники, алевропесчаники	Роговики, мусковитовые метасоматиты	Кварц, вольфрамит, мусковит, пирит	Берилл, халькопирит	Сульфид-вольфрамитово-кварцевая	
Дзун-Хашиата-Худук	Кварциты и кристаллические сланцы	Слабая грейзенизация, мусковитизация	Кварц, вольфрамит	Халькопирит, пирит		
Хар-Чулуу	Граниты	Грейзенизированные породы	Кварц, вольфрамит, мусковит, пирит	Халькопирит, берилл, касситерит		
Цаган-Дава	»	Локальное образование кварцево-мусковитовых грейзенов	Кварц, вольфрамит, мусковит	Пирит, халькопирит, флюорит		

Примечание. В числителе — размах, в знаменателе — среднее.

нитово-вольфрамовом месторождении Югодзырь вольфрамиты содержат 45–64 % $MnWO_3$.

Анализ табл. 58, 59, где все месторождения сведены по рудно-формационным признакам, можно увидеть, что образцы из месторождений и рудопроявлений сульфид-вольфрамитово-кварцевого типа грейзеновой формации представлены только вольфрамитом № 65–99, а среднее содержание гюбнеритовой молекулы составляет 83 %.

Менее марганцовистыми (38–86 % $MnWO_4$) при среднем 58 % гюбнерита являются вольфрамиты из месторождений кварц-молибденитово-вольфрамитового минерального типа.

Месторождения, относящиеся к вольфрамитово-кварцевому типу, локализующиеся в грейзенах, характеризуются отсутствием гюбнеритов и появлением железистых вольфрамитов № 31–71 при среднем № 51.

Для месторождения Модото вольфрамит-касситеритово-кварцевого минерального типа грейзеновой формации, как уже указывалось, характерно в большинстве случаев преобладание ферберитовой составляющей, хотя настоящие фербериты не установлены (№ 27–52 при среднем 41 % гюбнеритовой молекулы).

В месторождениях, локализованных в топаз-кварцево-мусковитовых и топазово-циннвальдитовых грейзенах, Г.Ф. Ивановой и И.С. Максимюк [1971] наблюдались преимущественно фербериты № 12–33 при среднем 17 % гюбнеритовой молекулы.

Таким образом, наблюдается довольно четкая зависимость состава минералов группы вольфрамита от формационной принадлежности месторождения, равно как и нахождения в определенных из рассматриваемых рудных поясов. Фактически с учетом данных Г.Ф. Ивановой и др. [1988] и Т.И. Гетманской и др. [1995], можно определить, что с востока на запад изменяется формационная принадлежность месторождений вольфрамита и возрастает в нем доля ферберитовой молекулы.

4.3.3. Микроэлементная специализация вольфрамитов

А.Д. Каленов [1966], сравнивая распределение элементов-примесей в вольфрамитах модотинского (месторождения Модото и Баин-Мод) и шарахадинского (Чулун-Хуриэтэ) комплексов, увидел, что для первого характерны Pb и As, а для второго — Be, Cu и Nb и сделал вывод о том, что эти отличия могут быть использованы для оценки принадлежности того или иного рудного поля к определенному комплексу.

В табл. 57 представлены пределы колебаний концентрации Be, Bi, Mo, Sn, Ta и Nb в исследованных вольфрамитах.

Бериллий. Установлен во всех месторождениях (1–31 г/т).

Висмут. Относительно высокие концентрации Bi (до 53 г/т) характерны только для месторождений Юго-Западного фланга Прикеруленского оловянно-вольфрамового пояса, где развиты месторождения жильного сульфидно-вольфрамитово-кварцевого типа грейзеновой формации. В месторождениях других минеральных типов концентрации его на полтора порядка

Таблица 57

Пределы концентраций элементов-примесей в вольфрамитах Монголии, г/т

Элемент	Юго-Западный фланг Прикеруленского оловянно-вольфрамового пояса				Северо-восточная часть Прикеруленского пояса		Восточно-Монгольский рудный пояс	
	Их-Хайр-хан	Онгон-Хайрхан	Хар-Чулуу	Дзун-Хашиата-Худук	Модото	Цаган-Дава	Бурэн-Цогто (Барун-Цогто)	Тумэн-Цогто
Be	30–5 / 18	1–3 / 2,1	1–5 / 3,2	3–7 / 3,6	1–7 / 3	10–20 / 13	1	1–32 / 14
Bi	12–53 / 41	0,9–30 / 14	5–10 / 8	0,9–10 / 6	0,9	0,9	0,9–1 / 0,9	Не обн.
Mo	10–50 / 32	10–30 / 19	10–20 / 15	10–20 / 14	5	0,9	10–20 / 14	0,9
Sn	Не обн.	0,9–10 / 6	1–5 / 4	Не обн.	0,9–10 / 6	10	5	1–2 / 1,5
Ta	82–490 / 286	82–450 / 266	622–1302 / 962	368–450 / 408	82–656 / 368	162–172 / 168	572–5470 / 3021	328–1228 / 778
Nb	60–656 / 362	120–612 / 412	524–776 / 650	252–894 / 286	132–684 / 408	216–1796 / 1006	56–160 / 108	1572–2303 / 1940
Ta/Nb	0,18–1,33 / 0,76	2,97–0,76 / 1,31	1,18–1,67 / 1,42	0,5–1,46 / 0,98	0,62–0,96 / 0,79	0,75–0,09 / 0,42	10,2–4,25 / 7,22	0,21–0,53 / 0,37
Ta+Nb	648	1324	1612	980	766	1174	734	2718

Примечание. Определения концентраций элементов выполнены в рентгеноспектральных и спектральных лабораториях ЗабНИИ МГ СССР (аналитики Л.И. Владимирова и О.А. Демина) и ИМГРЭ, аналитик Т.И. Мачихина; числитель — размах, знаменатель — среднее арифметическое.

ниже. В наших образцах из Тумэн-Цогто Bi не обнаружен, тогда как по данным А.Д. Каленова [1966] в двух из пяти анализировавшихся им образцов Bi был определен. Монофракции этих образцов выделялись из грейзенизированного гранита и, видимо, содержали вростки висмутового минерала. Вольфрамиты из Модото по А.Д. Каленову также лишены определенных концентраций Bi.

Молибден. Концентрируется также в вольфрамитах Юго-Западного фланга Прикеруленского оловянно-вольфрамового пояса, характеризуя жильный сульфид-вольфрамитово-кварцевый тип. Во всех остальных месторождениях, за исключением Бурэн-Цогто, концентрации его на порядок меньше.

Олово. Лишь изредка определяется в вольфрамитах из жил сульфид-вольфрамитово-кварцевого типа, тогда как в образцах касситерит-вольфрамитово-кварцевого и частью в жильной вольфрамитово-кварцевого в грейзенах оно присутствует постоянно в количестве 1–10 г/т, в вольфрамитах остальных формаций (в отдельных образцах) — 1–5 г/т.

Тантал. Установлен практически во всех образцах. Наименьшими концентрациями его характеризуются образцы Модото, Цаган-Дава (северо-восточная

часть Прикеруленского пояса) и юго-западной части этого пояса (см. табл. 57). Здесь исключение составляет лишь месторождение Хар-Чулуу ($\bar{x}$ = 962 г/т). Вольфрамиты Восточно-Монгольского пояса (Бурэн-Цогто и Тумэн-Цогто) содержат соответственно (г/т) 572–5470 (среднее 3021) и 328–1228 (среднее 778) тантала.

Ниобий. Концентрации Nb почти во всех случаях, за исключением вольфрамитов Хар-Чулуу и Бурэн-Цогто, существенно больше, чем Ta в одних и тех же пробах. Минимальные его количества в образцах Их-Хайрханского и Онгон-Хайрханского месторождений в пределах Юго-Западного фланга Прикеруленского оловянно-вольфрамового пояса и Бурэн-Цогто, максимальные — в месторождении Тумэн-Цогто. Отношение Ta к Nb колеблется в широких пределах. Можно заметить, что устойчивое преобладание Ta над Nb выявляется только в вольфрамитах Онгон-Хайрхана и Бурэн-Цогто, Nb над Ta — в Цаган-Дава и Тумэн-Цогто.

Резюмируя сказанное о распределении примесей в вольфрамитах, отметим, что повышенные концентрации Be присущи вольфрамитам Цаган-Дава (вольфрамитово-кварцевые жилы в грейзенах) и Тумэн-Цогто (молибденит-вольфрамитово-кварцевые жилы в грейзенах), Bi и Mo — жильному сульфид-вольфрамитово-кварцевому минеральному типу Юго-Западного фланга Прикеруленского пояса, Sn — месторождениям касситерит-вольфрамитово-кварцевого и жильного вольфрамитово-кварцевого типа грейзеновой формации в северо-восточной части Прикеруленского пояса. В отношении суммарной концентрации Ta и Nb следует отметить обогащенность ими Тумэн-Цогтинских вольфрамитов и в какой-то мере Хар-Чулуу. Общим признаком этих месторождений является локализация их в гранитах, а Тумэн-Цогто — частью и в апогранитах, что сближает их с вольфрамитами Орловско-Спокойнинского рудного узла. Вольфрамиты месторождений, залегающих в песчанико-сланцевых толщах и порфиритах, не содержат повышенных концентраций этих элементов (Их-Хайрхан). Данное обстоятельство находится в соответствии с известным высказыванием А.Е. Ферсмана, развитым И.И. Четырбоцкой [1972], о том, что уменьшение содержания Ta и Nb в вольфрамитах гидротермальных месторождений, локализующихся во вмещающих граниты породах (по сравнению с содержанием в гранитах), связано с изменением концентраций водородных ионов.

4.3.4. Физические свойства

Из физических свойств вольфрамитов изучены параметры решетки, микротвердость, термолюминесценция, диэлектрическая проницаемость, диэлектрические потери, параметры декрепитации.

Структурные особенности. Вольфрамиты изучались на основе расчета данных порошкограмм в лаборатории рентгеноструктурного анализа ЗабНИИ, точность определения ±0,0005 нм. Как видно из табл. 58, гюбнериты и марганцовистые вольфрамиты месторождений Юго-Западного фланга Прикеруленского пояса имеют максимальные значения a_o (0,4787–0,4824 нм). Необычно большие a_o и c_o обр. 11 (Их-Хайрханское месторождение) непонятно и требует

специального изучения. Меньшие значения a_o характерны для вольфрамитов остальных месторождений. Выявленная индивидуальность состава вольфрамитов из различных поясов и рудных формаций, следовательно, подчеркивается и структурными особенностями. Устанавливается близкая к прямой корреляционная зависимость a_o от состава. Из анализа табл. 58 отчетливо видно, что $a_o > 0{,}48$ нм характерно для вольфрамитов, номер которых более или равен 86, $a_o < 0{,}48$ нм характеризует вольфрамиты, номер которых < 85. Необычно высокие значения b_o и c_o обр. 12 могут быть объяснены, возможно, их высокой ниобие- и танталоносностью (до 0,33 и 0,3 % соответственно). Распределение Та в этом образце, как уже указывалось, изучалось на рентгеновском микроанализаторе "Cameca" в Иргиредмете Н.П. Афониным. Диаграмма распределения имеет очень ровный, без резких всплесков, характер и указывает на равномерное распределение концентрации Та на уровне 0,1–0,3 %. Это обстоятельство может свидетельствовать об изоморфном вхождении его в решетку и изменении ее в этой связи. Идея возможности изоморфного вхождения Та и Nb в вольфрамит была выдвинута Гольдшмидтом и Петерсом еще в 1938 г. и развита А.Е. Ферсманом в IV томе "Геохимии" [1939]. Позже И.И. Четырбоцкая [1972],

Таблица 58

Постоянные решетки и состав вольфрамитов

Месторождение	№ обр.	Параметры решетки, нм				Номер вольфрамита	Минеральный тип рудной формации
		a_o	b_o	c_o	β		
Их-Хайрхан	5383	0,4792	0,5726	0,4964	89°59′50″	85	Жильный сульфид-молибденит-гюбнеритово-кварцевый
	Ж-4-7	0,4812	0,5744	0,4974	89°59′50″	92	
	13	0,4824	0,5753	0,4991		99	
	11	0,4947	0,5733	0,5116	88°33′40″	91	
Онгон-Хайрхан	36	0,4781	0,5718	0,4948	90°16′	66	
Хар-Чулуу	7	0,4801	0,5745	0,4980	90°26′30″	89	
	7а	0,4800	0,5741	0,4970	90°38′	89	
	24	0,4787	0,5746	0,4984	90°29′	74	
	23	0,4788	0,5734	0,4966	90°13′	83	
Дзун-Хамнага-Худун	2	0,4804	0,5770	0,4997	91°40′	85	
	9	0,4807	0,5755	0,4472	89°43′20″	96	Молибденит-вольфрамитово-кварцевый
Тумэн-Цогто	12	0,4763	0,5946	0,5725	90°20′40″	45	
	20	0,4765	0,5762	0,4974	90°27′	45	
Барун-Цогто	10	0,4769	0,5774	0,4957	90°20′40″	53	Жильный вольфрамитово-кварцевый в грейзенах
Цаган-Дава	1	0,4761	0,5728	0,4957	90°13′10″	37	
Модото	4	0,4761	5747	0,4958	91°26′30″	52	Касситерит-вольфрамитово-кварцевый

Примечание. Расчет параметров элементарной ячейки выполнен в рентгеноструктурной лаборатории ЗабНИИ МГ СССР, аналитики Л.И. Владимирова, В.М. Машеренков.

В.В. Дистлер [1967] и др. показали существование двух форм вхождения тантала и ниобия в вольфрамиты: в виде изоморфной и микроминеральной примесей. По-видимому, высокая поляризуемость Ta и Nb, как полагал А.Е. Ферсман в 1939 г., даже при их незначительных примесях способна влиять на размеры элементарной ячейки в случае изоморфного вхождения в нее. Пределы изоморфизма Nb уже рассмотрены.

Микротвердость. Механическим свойствам вольфрамита посвящены единичные работы [Максимюк, 1971; Сырицо, Иванова, 1963; Beugnie, 1967; Young, Milman, 1964]. По данным этих авторов, ферберит имеет бóльшую твердость, чем гюбнерит, а минимальные ее значения характерны для средних членов изоморфного ряда.

Гюбнериты и марганцовистые вольфрамиты Юго-Западного фланга Прикеруленского пояса имеют микротвердость, варьирующую в довольно широких пределах (табл. 59), охватывающих значения для образцов из всех месторождений, за исключением Тумэн-Цогто. Заметно низкая микротвердость ($H_{ср}$ = 370 кг/мм^2) вольфрамита Модото, затем по мере нарастания ее идут вольфрамиты из жил вольфрамитово-кварцевого типа ($H_{ср}$ = 381–439 кг/мм^2). Максимальные средние значения микротвердости определены у вольфрамитов молибденит-вольфрамитово-кварцевого типа.

Весьма показателен второй максимум на вариационных кривых микротвердости (M_2). Максимальные значения его характерны для вольфрамитов

Таблица 59

Микротвердость вольфрамитов различных рудных поясов и формаций

Пояс	Минеральный тип	Параметры микротвердости					Среднее содержание гюбнеритовой молекулы
		H_{min}	H_{max}	$H_{ср}$	M_1	M_2	
Юго-Западный фланг Прикеруленского пояса	Сульфидный — молибденит-гюбнеритово-кварцевый	336–392	424–488	396–424	365–429	418–450	65–99
Северо-восточная часть Прикеруленского пояса	Вольфрамитово-кварцевый в грейзенах	340–363	472–488	381–430	384–433	428–473	31–37
	Вольфрамит-кассиеритово-кварцевый	348	456	370	384	—	52
Восточно-Монгольский вольфрамовый пояс	Вольфрамитово-кварцевый в грейзенах	360–363	476–488	419–425	365–405	445–468	50–53
	Молибденит-вольфрамитово-кварцевый	386–411	501–526	459–502	400–434	464–474	45–57

Примечание. Измерение микротвердости выполнено О.К. Перминовой, лаборатория минералогии ЗабНИИ МГ СССР, прибор ПМТ-3. M_1 и M_2 — значения максимумов на вариационных кривых, построенных на основе 35 замеров.

молибденит-вольфрамитово-кварцевого типа (№ 45–57), затем по мере убывания следуют вольфрамиты жильного вольфрамитово-кварцевого типа, за ними — вольфрамиты этого же ряда формаций и замыкают ряд вольфрамиты и гюбнериты (№ 65–99) сульфид-вольфрамитово-кварцевого типа.

Таким образом, параметры микротвердости минералов группы вольфрамита также вполне индивидуальны в месторождениях различных рудных формаций и находящихся в разных минерагенических поясах Монголии.

Электрические свойства. Изучены три образца, характеризующие месторождения, резко отличающиеся по составу вольфрамитов. Как видно из табл. 60, в общем случае колебания диэлектрической проницаемости (ε) и тангенса угла диэлектрических потерь (tgδ) очень велики. Вариации ε на частоте 100 кГц, например, находятся в пределах 57,1–15,9, а tgδ составляют на этой же частоте полтора порядка, 10 мГц — два порядка. На всех частотах, за исключением 1 мГц, наблюдается увеличение ε и tgδ при возрастании доли ферберитовой молекулы. Эта зависимость не линейна, как показано ниже, и имеет сложный характер. Тем не менее она важна и показательна.

Термолюминесценция. Ранее [Корчагин, Юргенсон, 1975] на материале Их-Хайрханского месторождения была выявлена принципиальная возможность ТЛ вольфрамитов и ее значительные вариации. Из 22 изученных образцов рассматриваемых месторождений лишь у одной трети отмечена термолюминесценция (табл. 61).

Таблица 60

Электрические свойства вольфрамитов

№ обр.	Месторождение	100 кГц		1 мГц		10 мГц		100 мГц		Номер вольфрамита
		ε	tgδ	ε	tgδ	ε	tgδ	ε	tgδ	
12	Тумэн-Цогто	57,1	0,7587	25,8	0,78064	11,6	0,2221	21,8	0,03363	45
10	Бурэн-Цогто	21,9	0,636	18	0,116	10,4	0,0238	19,2	0,0069	53
11	Их-Хайрхан	15,9	0,02668	22,1	0,00342	6,0	0,00565	12,8	0,00275	91

Примечание. ε — диэлектрическая проницаемость; tgδ — тангенс угла диэлектрических потерь.

Таблица 61

Параметры термолюминесценции и декрепитации вольфрамитов различного состава

№ обр.	Месторождение	Номер вольфрамита	ТЛ						Декрепитация		
			T_1	I_1	T_2	I_2	T_3	I_3	$T_{нач}$	T_{max}	N
526	Их-Хайрхан	85	—	—	340	36	360	40	280	350	1240
5383	То же	85	290	22	340	20	—	—	280	380	1472
Ж4-7	»	92	270	92	—	—	—	—	230	400	2400
4	Модото	52	280	20	320	81	—	—	200	400	1775
2	Дзун-Хашиата-Худук	91	280	2	—	—	—	—	290	380	1285
26	Модото	52	220	10	—	—	—	—	200	280	1826
27	Онгон-Хайрхан	65	270	2	—	—	—	—	260	350	835
23	Хар-Чулуу	83	—	—	300	1	—	—	200	280	1793
24	То же	—	220	320	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. N – суммарная интенсивность декрепитации.

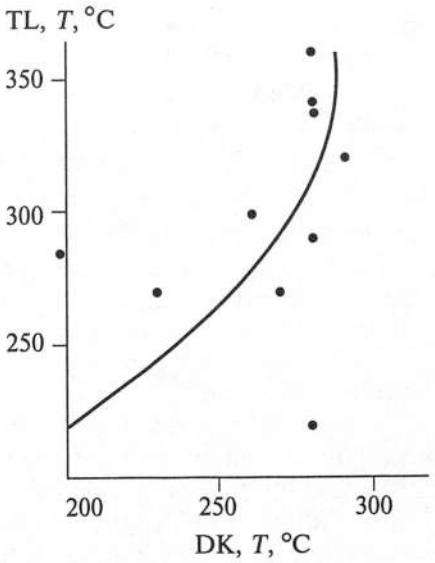


Рис. 100. Зависимость между температурами начала массовой декрепитации (ДК, *T*, °С) и максимумов термолюминесценции (ЕТЛ, *T*, °С) вольфрамитов.

Как видно из табл. 55, это образцы Прикеруленского оловянно-вольфрамового пояса. Вольфрамиты Тумэн-Цогто и Бурен-Цогто, расположенных в других поясах, не термолюминесцируют. Термолюмограммы изученных вольфрамитов имеют один или два максимума, температуры довольно высоки (270–290 и 320–340 °С), а интенсивности свечения (2–320 отн. ед.) вполне обычны для месторождений из Забайкалья. Зависимость ТЛ от стехиометрии минерала не устанавливается, хотя большинство люминесцирующих вольфрамитов — гюбнериты или средние члены ряда (№ 52–92). Довольно интересной оказалась зависимость между температурами максимумов ТЛ и температурой начала массовой декрипитации: они имеют тенденцию к положительной корреляции, природа которой еще требует изучения (рис. 100). Причины же самой термолюминесценции вольфрамитов, судя по данным изучения забайкальских образцов, могут быть обусловлены дефектами решетки, связанными с примесями Pb, W и Cu.

Приведенные выше данные о вольфрамитах Монголии в совокупности с анализом имеющегося литературного материала [Иванова, 1976; Иванова и др., 1988] свидетельствуют, во-первых, о значительных вариациях их стехиометрии, микроэлементной специализации, тантало- и ниобиеносности, многих физических свойств; во-вторых, о том, что эти вариации обусловлены различиями минеральных парагенезисов, а следовательно, и формационными признаками, и в-третьих, о том, что выявленные особенности являются типоморфными и могут быть использованы при минерагенических построениях, при типизации вольфрамовых месторождений и при оценке их перспектив на рудно-формационной основе.

4.4. Изменчивость состава вольфрамитов в формационном ряду

4.4.1. Соотношения ферберитовой и гюбнеритовой молекул

Приведенные данные в вариациях состава вольфрамитов, принадлежащих к месторождениям определенных рудных формаций и минеральных типов, расчет статистических характеристик вольфрамитов, сгруппированных по месторождениям и их рудно-формационным сообществам, позволили построить графики зависимости состава вольфрамитов от рудно-формационной принадлежности. Оказалось, что ряд минеральных типов грейзеновой вольфрамовой формации

может быть выстроен по-разному. Если в качестве главного признака использовать номер вольфрамита (долю молекулы гюбнерита, выраженную в процентах), то в этой формации выделяются шесть минеральных типов, характеризующихся определенными статистическими параметрами (σ и $\sigma/\bar{x}$ или V) распределения групп вольфрамитов. Такой пример показан на рис. 101, где $\bar{x}$ — среднее значение номера вольфрамита, σ — среднее квадратичное отклонение ($\sigma/\bar{x} \cdot 100$), соответствующее коэффициенту вариации (V).

По возрастанию среднего значения номера вольфрамита минеральные типы внутри грейзеновой формации выстраиваются следующим образом: 1) ферберит-касситерит-берилл-топазово-кварцевый ($\bar{x} = 19$ при $V = 11{,}6$ %), 2) малосульфидный (пирит, арсенопирит, молибденит) вольфрамит-касситерит-мусковитово-кварцевый ($\bar{x} = 41$ при $V = 11{,}7$), 3) сульфид-вольфрамит-молибденитово-кварцевый ($\bar{x} = 58$ при $V = 9$ %), 4) малосульфидный (пирит, арсенопирит, халькопирит, висмутин) вольфрамит-касситерит-мусковит (циннвальдит, сидерофиллит)-кварцевый ($\bar{x} = 63$ при $V = 16{,}7$), 5) сульфидно-вольфрамитово-кварцевый ($\bar{x} = 71$ при $V = 14{,}2$), 6) сульфид-гюбнеритово-кварцевый ($\bar{x} = 83$ при $V = 6$), 7) ферберит-киноварно-антимонитово-кварцевая ($\bar{x} = 18$ при $V = 3{,}5$) формация резко обособляется (7). Кварц представлен тонкозернистыми и халцедоновидными разностями.

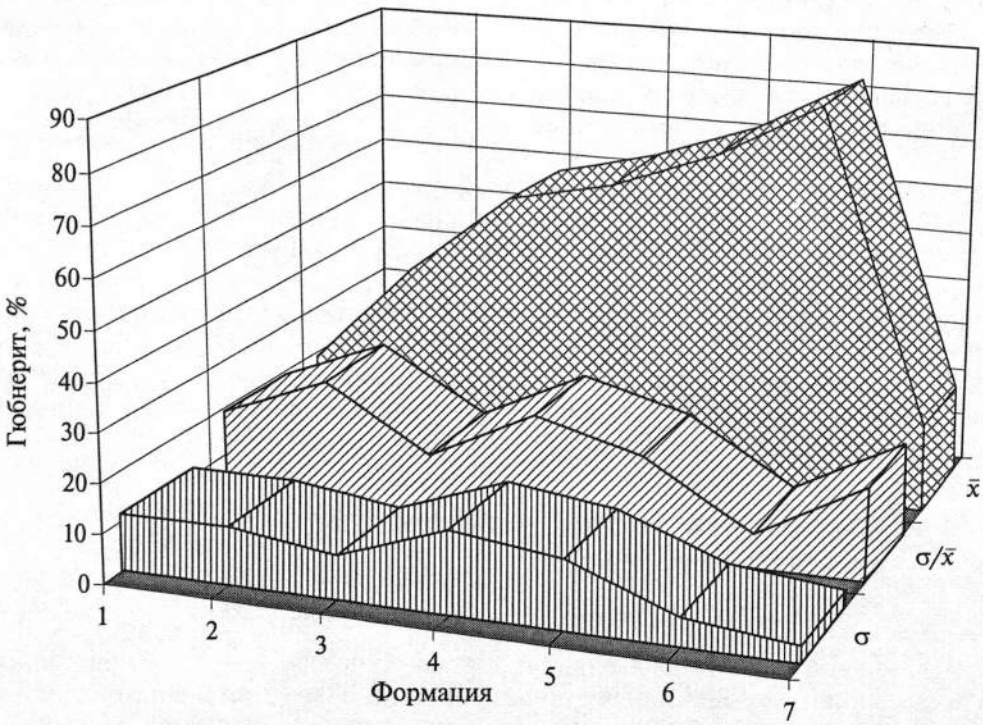


Рис. 101. Изменение состава вольфрамитов в рудно-формационном ряду. Первый вариант классификации (по вертикальной оси — номер вольфрамита).

Пояснения см. в тексте.

Рассмотренный ряд минеральных типов месторождений вольфрамита в принципе соответствует последовательности их образования. На большинстве месторождений вольфрамита исследователи, в частности Л.П. Ермилова, для Кара-Обы, Ф.В. Чухров для Восточного Коунрада, М.М. Повилайтис для Джидинского рудного узла, О.Д. Левицкий для большинства месторождений Забайкалья и др., четко выделяют ранние ферберитовые жилы, молибденитово-вольфрамитовые и относительно поздние сульфидно-гюбнеритовые. Нередко на самых поздних временных отрезках становления вольфрамитовых месторождений вновь появляются их высокожелезистые разности.

Приведенные статистические характеристики стехиометрии вольфрамита подтверждают известные природные закономерности и могут быть численными типоморфными признаками рудно-формационной типизации. Тем не менее анализ связи месторождений грейзеновой формации с магматическими интрузивными комплексами на примере продуктивных минеральных ассоциаций, состава и танталоносности вольфрамитов Забайкалья, а также Монголии [Коваленко, 1971; Коваль, Кузнецова, 1975] свидетельствует о необходимости выделять внутри грейзеновой формации по крайней мере две подформации или две группы минеральных типов. Первая, включающая вольфрамитовые месторождения, являющиеся фрагментами полиметалльных рудно-магматических систем, в частности берилловых, вольфрамитовых, сменяющихся вверху касситеритово-вольфрамитовыми и касситеритовыми, связана с редкометалльными литий-фтористыми [Коваленко, 1971] гранитами. В Забайкалье эти граниты представлены кукульбейским комплексом. Как правило, эти рудно-магматические системы в глубоких частях являются пегматитоносными. С ними связаны редкометалльные пегматиты. Сами граниты, часть которых относилась многими исследователями к апогранитам [Беус, 1960; Гребенников, 1996; Козлов, 1981; и др.], обогащены редкими металлами. Вольфрамиты этих месторождений варьируют от типичных ферберитов до железистых гюбнеритов (в среднем № 62 при $V \sim 26$ %). Они отличаются чрезвычайно высокой тантало- и ниобиеносностью. К этой группе месторождений относятся Спокойнинское, Шерловогорское (собственно грейзеновая часть), Оловяннинское, Ингодинская и Зачикойская группы, Иультин, Полярное, Забытое, Бага-Газрын, Барун-Цогто, Тумэн-Цогто и др.

Другая группа вольфрамитовых месторождений характеризуется широким развитием сульфидов. К ним относятся пирит, молибденит, висмутин, реже халькопирит, арсенопирит, козалит. Особенностью их является широкое развитие висмутовых минералов. Обычно присутствует шеелит. Вольфрамит представлен гюбнеритом (№ 71–99), в среднем № 83. Высокая марганцовистость МГС определяет образование триплита и родохрозита. Содержания Ta и Nb в вольфрамитах более чем на порядок ниже, чем в таковых рассмотренной выше группы месторождений. Нередко кварцево-слюдисто-пиритовые околорудные породы многими авторами относятся к березитам [Критерии..., 1986; Онтоев, 1974; Рундквист и др., 1971; и др.]. Однако в полях развития этих месторождений есть все переходы к типичным грейзенам. Но достаточных доказательств для выделения гюбнерит-сульфид-кварцево-березитовой формации, с точки

зрения автора, в литературе не приведено. Хотя, как следует из всех современных данных, рассматриваемые месторождения связаны с так называемыми "стандартными" биотитовыми гранитами. В Забайкалье — это граниты шахтаминского, гуджирского и других комплексов, с различными фазами и интрузивными телами которых связаны месторождения Mo, W, Au. Для этих гранитов характерны относительно низкие содержания Li, F и Ta и относительно высокие Mo, Bi, W, Ag, Pb, Zn.

Все изученные месторождения вольфрамита подразделены на две формации — грейзеновую вольфрамитово-кварцевую и ферберит-киноварно-антимонитово-кварцевую. В первой выделяются две подформации или две группы минеральных типов — редкометалльно-олово-вольфрамовая и сульфидно-молибденово-вольфрамовая. Всего выделяется восемь таксономических единиц, включая ферберит-киноварь-антимонитово-кварцевую формацию (рис. 102). На графике изменения состава вольфрамита в этом формационном ряду отображены описанные выше таксоны. Достаточно четко отображаются два ряда групп месторождений, имеющих различную минерагению.

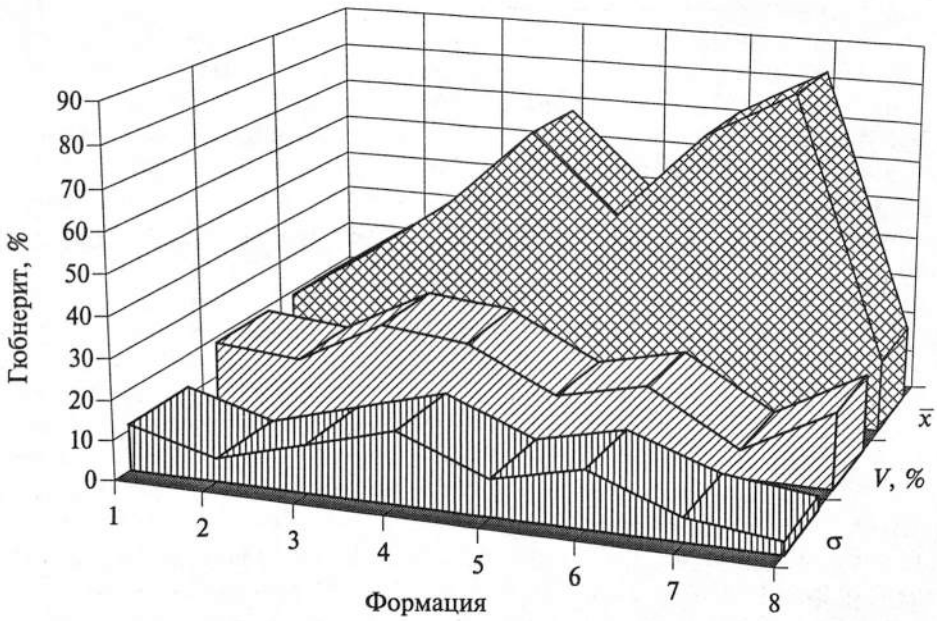


Рис. 102. Изменение состава вольфрамитов в рудно-формационном ряду. Второй вариант классификации.

Рудные формации: 1–7 — грейзеновая вольфрамовая, 8 — ферберит-киноварь-антимонитово-кварцевая; подформации: 1–4 — редкометалльно-олово-вольфрамовая, 5–7 — сульфид-молибденово-вольфрамовая; минеральные типы: 1 — ферберит-касситерит-берил-топазово-кварцевый, 2 — малосульфидный вольфрамит-мусковитово-кварцевый, 3 — вольфрамит-касситерит-циннвальдитово-кварцевый, 4 — малосульфидный вольфрамит-бериллово-сидерофиллитовый, 5 — сульфидный молибденит-вольфрамитово-кварцевый, 6 — сульфидный гюбнерит-молибденитово-кварцевый, 7 — сульфидный гюбнеритово-кварцевый.

4.4.2. Примесь тантала и ниобия

4.4.2.1. Особенность поведения в изоморфном ряду ферберит—гюбнерит

Известен интерес исследователей к проблеме вхождения Ta и Nb в вольфрамит. В результате выявлены пределы вариаций содержания Ta и Nb в вольфрамитах, пределы изоморфной емкости вольфрамитов для этих элементов, корреляционные связи между ними, различия в тантало- и ниобиеносности вольфрамитов различных месторождений и их генетических типов [Барабанов и др., 1980; Гавриленко и др., 1995; Дистлер, 1967; Зуев и др., 1966; Корреляционные связи..., 1981; Максимюк, 1973; Сырицо, 1967; Четырбоцкая, 1972; Яковлев, 1977; Leitwein, 1952; Offtedall, 1966; и др.].

Проблеме пределов изоморфной емкости (вместимости по Л.Н. Чернышевой [Типоморфизм минералов, 1989]) кристаллической структуры вольфрамита относительно Ta посвящен ряд специальных работ, в том числе с использованием микрозондового анализа. Еще в 1966 г. К.Н. Зуев, Л.Б. Зубков и др. установили, что величина изоморфной емкости структуры вольфрамита относительно Ta составляет 0,3 % Ta_2O_5, а Nb_2O_5 — 0,8 % [Зуев и др., 1966]. С тех пор к решению этого вопроса возвращались и другие авторы, но в принципе картина не изменилась.

Пределы изоморфной емкости вольфрамита относительно Nb уже рассматривались. Отметим только, что поведение его в этом минерале из различных гранитоидов и связанных с ними грейзенов и кварцевых жил относительно близко к таковому Ta (табл. 62).

Распределение Ta и Nb в вольфрамитах имеет тенденцию к прямой корреляции (рис. 103 — в обычном и рис. 104 — в логарифмическом масштабах). Наиболее четко полоса корреляции выявляется на графике в логарифмическом масштабе. На графике, построенном в обычном масштабе, выделяются две группы образцов. Одна из них характеризуется аномально высокими (>6000 г/т) содержаниями Nb, входящими в вольфрамит, вероятно, как было показано В.В. Гавриленко и др. [1995], в форме фергюсонита. При этом нижняя часть точек поля

Таблица 62

Средние содержания Nb в вольфрамитах гранитоидов и соответствующих им грейзенов и кварцевых жил, г/т

Гранит, грейзен, кварцевая жила	Источник	
	по Е.И. Максимюк [1973]	по А.М. Гребенникову (1998 г.)
Оловоносный (олово-вольфрамоносный гранит)	3171	2470
кварцевые жилы	2503	5600
Вольфрамоносный гранит:	—	—
грейзены	—	4970
кварцевые жилы	2227	4330
Редкометалльные граниты:	4364	11 830
грейзены	6625	4550
кварцевые жилы	1750	4760

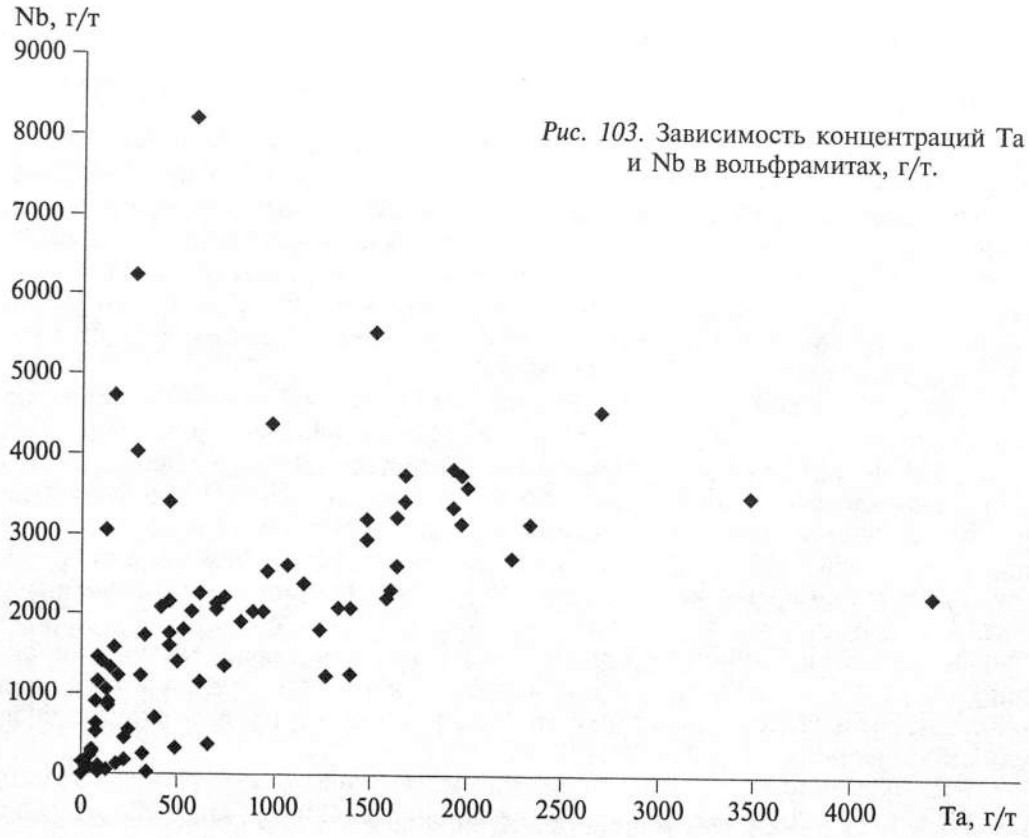


Рис. 103. Зависимость концентраций Ta и Nb в вольфрамитах, г/т.

образует линию, которую можно интерпретировать как зависимость между Ta и Nb, изоморфно входящих в другую фазу (содержания 6000–11 000 г/т Nb). Другая группа образцов характеризуется обратной связью между Ta и Nb. Ее можно связать с третьей фазой, например изоморфным рядом колумбит—танталит, в котором в соответствии с известным изоморфизмом Ta—Nb при уменьшении Nb возрастает доля Ta.

4.4.2.2. Зависимость от условий образования

По данным А.М. Быбочкина [1965], максимальные концентрации Ta (0,6 % и более, сколько — не указано) присущи вольфрамитам из грейзенов, кварцево-вольфрамитовых жил и не превышают 0,2 %, а в вольфрамитах отдельных месторождений он не обнаружен. В сводке И.Е. Максимюк [1973] для вольфрамитов оловоносных гранитов приведено среднее значение Ta 300 г/т при размахе 260–360 г/т, а для редкометалльных гранитов — среднее составляет 3300 г/т. По данным А.М. Гребенникова (1998 г.), вольфрамиты олово-вольфрамоносных гранитов содержат до 1000 г/т Ta, собственно вольфрамоносных гранитов — до 3080 г/т, а редкометалльных (танталоносных) — до 13 870 г/т. Фактически, согласно данным А.М. Гребенникова, в ряду олово-вольфрамоносные → воль-

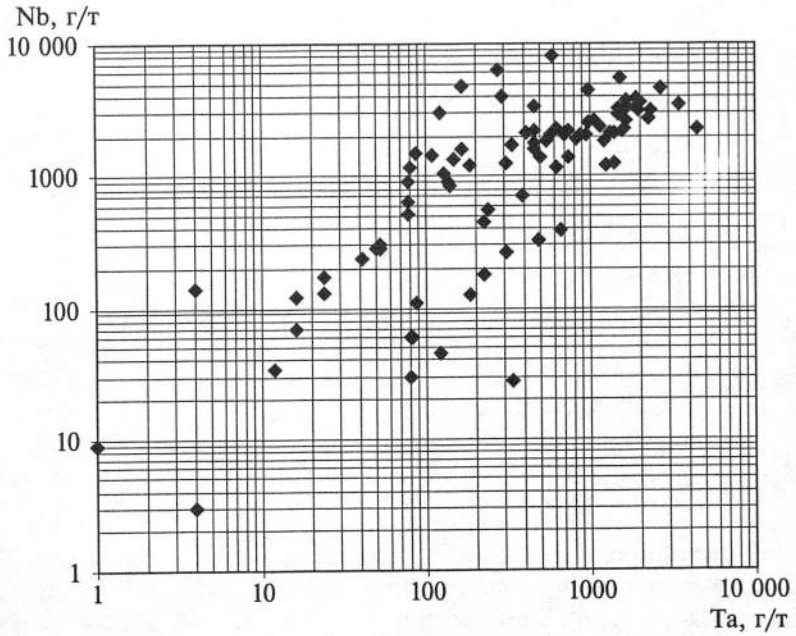


Рис. 104. Зависимость концентраций Ta и Nb в вольфрамитах, г/т. Логарифмический масштаб.
Пояснения см. в тексте.

франоносные → танталоносные гранитоиды содержание Ta в заключенных в них вольфрамитах возрастает в 13 раз. Последнее связано, вероятно, с геохимической специализацией региона.

Г.Ф. Иванова [1976] приводит в принципе аналогичные данные для вольфрамитов вольфрамо- и оловоносных гранитов (так называемых "стандартных"), содержания Ta в них также на 1–2 порядка меньше по сравнению с литий-фтористыми гранитами (соответственно 98–287 и 902–5478 г/т). Сказанное позволяет подтвердить, что концентрации Ta в вольфрамитах гранитоидов являются важным типоморфным признаком вероятной рудоносности последних. Это же относится и к танталоносности вольфрамитов грейзеновой и жильной фации. Вольфрамиты зон грейзенизации олово-вольфрамоносных гранитов содержат 3080 г/т тантала, а лепидолит-топазовых грейзенов — 7290–8750 г/т. Еще более существенны различия между танталоносностью вольфрамитов кварцевых жил (табл. 63).

Однозначно видно возрастание средних значений танталоносности вольфрамитов от оловоносных гранитов к редкометалльным и уменьшение содержаний Ta в вольфрамитах от гранитов к кварцевым жилам в грейзенах. Исключение составляют данные И.Е. Максимюк [1973]. В ее выборках присутствует материал различных авторов, который трудно однозначно классифицировать. Материал А.М. Гребенникова характеризует вполне конкретные группы объектов, классификация которых безупречна, поэтому вывод о тантало- и ниобиеносности вольфрамитов из жил, относительно находящихся в гранитах, нуждается в уточнении.

Таблица 63

Средние содержания Ta в вольфрамитах гранитоидов и соответствующих им кварцевых жил, г/т

Гранит, грейзен, кварцевая жила	Источник	
	по И.Е. Максимюк [1973]	по А.М. Гребенникову (1998 г.)
Оловоносный (олово-вольфрамоносный) гранит	300	1000
кварцевые жилы	456*	410*
Вольфрамоносный гранит,	—	3080
кварцевые жилы	305	2070
Редкометалльный гранит	3300	13 870
Кварцевые жилы в грейзенах	4676	4335*
Силикатно-касситеритовая формация,	<10	<10
кварцевые жилы	—	—

* Средние вычислены автором.

Тем не менее общие выводы И.Е. Максимюк о том, что концентрации Ta и Nb в вольфрамитах кварцево-полевошпатовых и бериллово-кварцевых жил грейзеновых месторождений выше, чем в вольфрамитах кварцевых жил, связанных с оловоносными гранитами, верны.

В изоморфном ряду ферберит—гюбнерит (выборка 230 образцов, характеризующих все изученные объекты) содержания Ta и Nb распределены неравномерно (рис. 105), но в целом закономерно. Выделяются шесть областей с раз-

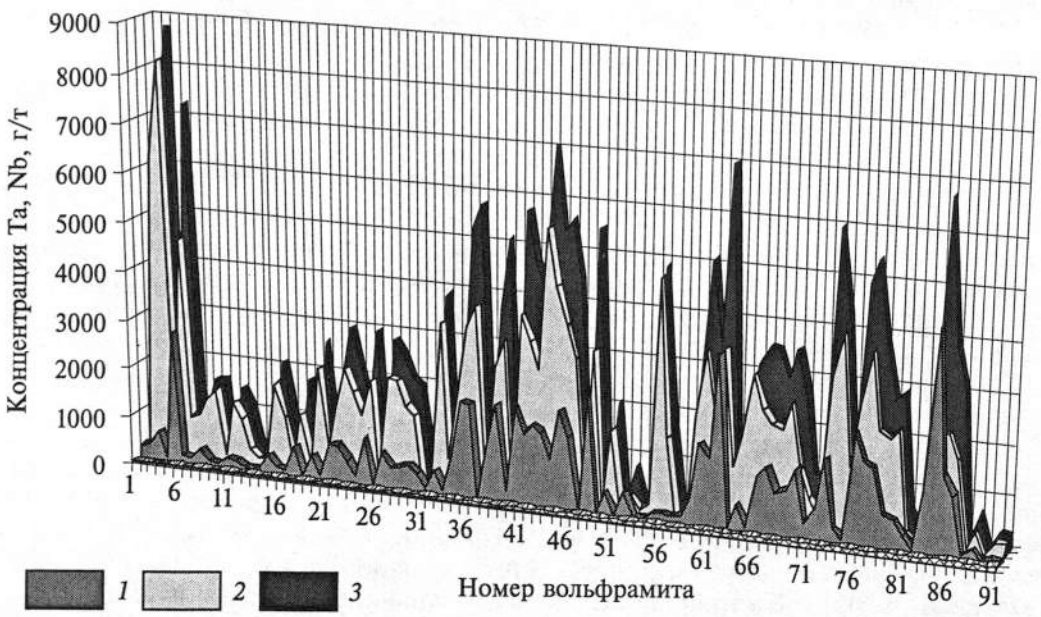


Рис. 105. Изменчивость содержаний Ta и Nb в изоморфном ряду ферберит—гюбнерит.
1 — Ta; 2 — Nb; 3 — Ta + Nb.

личными концентрациями и соотношениями Ta/Nb. Максимальные концентрации Nb при незначительных Ta (Ta/Nb = 0,07) характерны для ферберитов № 1–7 из ферберитово-кварцево-берилловых жил, а с Ta/Nb ~ 0,3 — для ферберитов мусковитово-альбитовых апогранитов (Зун-Ундур) и топазово-кварцевых жил с лепидолитами (ферберитовые) (1). Вторая область характеризует образцы ферберита ферберит-киноварно-антимонит-кварцевой формации, третья — железистые вольфрамиты малосульфидной вольфрамит-мусковитово-кварцевой формации со средними содержаниями тантала 100–300 г/т и ниобия 1200–1500 г/т (Ta/Nb = 0,13–0,20). Четвертая, достаточно обширная область характеризует вольфрамиты (№ 37–54) малосульфидной вольфрамит-касситеритово-кварцевого, сульфид-молибденит-вольфрамитово-кварцевого, частью жил, связанных с танталоносными гранитами. Среднее содержание Ta и Nb соответственно 1500–3000 и 3000–10 000 г/т. Для этих жил характерно Ta/Nb = 0,3–0,8. Пятая область (вольфрамит № 55–62) характеризуется чрезвычайно низкими величинами Ta/Nb (0,05–0,1) при относительно высоком содержании Nb (4000–13 000 г/т). Следующая, шестая обширная область (вольфрамиты № 63–95), содержащая вольфрамиты из редкометалльных гранитов вольфрамит-сульфид-молибденитово-кварцевого и гюбнерит-сульфидно-кварцевого типов, характеризуется широкими вариациями средних содержаний Ta и Nb (соответственно 2000–4500 г/т и 2000–8500 г/т). При максимальном содержании Nb концентрации Ta могут быть минимальными. Величина Ta/Nb = = 0,07–0,9 в отдельных образцах вольфрамитов танталоносных гранитов (лепидолитово-топазовых грейзенов и лепидолитово-альбитовых гранитов) достигает 1,2–1,9. К числу аномальных по этому соотношению относятся вольфрамиты № 93 Спокойнинского месторождения с Ta/Nb = 1,9. Вольфрамиты № 76–81, 85–87, 91–95, относящиеся к сульфид-гюбнеритово-кварцевому типу, характеризуются минимальными концентрациями Ta и Nb.

В заключение можно отметить, что в целом содержания Ta и Nb в вольфрамитах не имеют единой закономерности в связи с отношением ферберитовой и гюбнеритовой молекул. Можно лишь отметить, что намечается тенденция к обогащенности Ta и Nb вольфрамитов № 35–53, 61–91. При этом, как установлено предыдущими исследователями, Ta/Nb преимущественно <1 и возрастает лишь в вольфрамитах, связанных с танталоносными гранитами.

4.4.2.3. Концентрации тантала и ниобия в вольфрамитах как рудно-формационные типоморфные признаки

Для анализа распределения статистических параметров концентраций Ta и Nb в вольфрамитах в зависимости от принадлежности их к определенным рудным формациям и соответствующим преобладающим минеральным типам месторождений использован выделенный выше формационный ряд. Каждый из его членов имеет номер, который использован при анализе пределов вариаций химического состава вольфрамита, типоморфного для рассматриваемых минеральных типов. Изменение средних содержаний Ta и Nb и коэффициентов вариации в рассматриваемом ряду представлено на рис. 106. Конкретные числа даны в табл. 64.

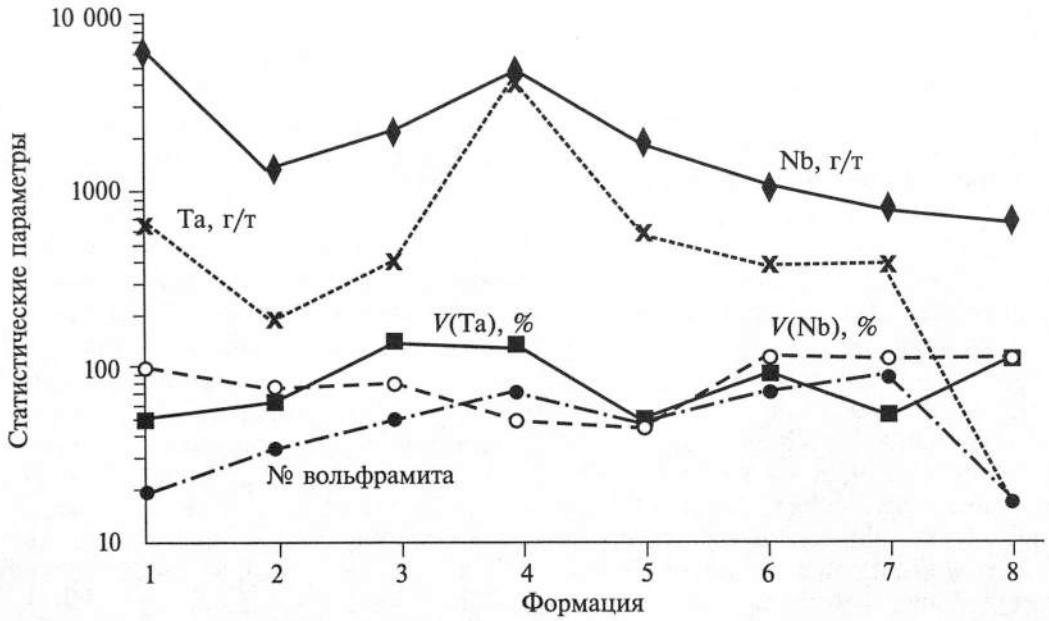


Рис. 106. Вариации статистических параметров концентрации Ta и Nb в вольфрамитах ряда формаций.

Усл. обозн. см. на рис. 102.

В целом в принятом ряду формаций и минеральных типов по содержаниям Ta и Nb, а также соотношению ферберитовой и гюбнеритовой молекул на фоне общего уменьшения всех рассматриваемых величин выделяются две их группы. К первой, включающей редкометалльно-олово-вольфрамовую подформацию, относятся: 1) ферберит-касситерит-берилл-топазово-кварцевый (Шерловогорское, Ингодинская группа месторождений, Хара-Мариту, Бага-Газрын и др.), 2) малосульфидный вольфрамитово-кварцевый (Нортуйское, Березовское, Булугьинское, Дедовогорское, Цаган-Дава, Антоновогорское и др.), 3) вольфрамит-касситерит-мусковит(циннвальдит)-топазово-кварцевый (Правоурмийское, Молодежное, Шумиловское, Модото, Ушмунское, Баган-Газрын и др.), 4) малосульфидный вольфрамит-бериллово-сидерофилитовый (Спокойнинское, Барун-Килькандинское, Дедовогорское, Барун-Цогто и др.).

Ко второй сульфидно-вольфрамовой подформации относятся: 5) сульфид-молибденит- вольфрамитово-кварцевый (Югодзырь, Тумэн-Цогто, Западное, Чулун-Хуриэтэ, Джидинское и др.), 6) сульфидный гюбнерит-молибденит-кварцевый (Караоба, Восточный Коунрад, Букукинское, Белухинское, Их-Хайрханское, Онгон-Хайрханское и др.), 7) сульфидный гюбнеритово-кварцевый (Холтосонское, Бом-Горхонское и др.), 8) ферберит-киноварно-антимонит-кварцево-халцедоновая формация (Барун-Шивеинское, Ново-Ивановское, Ховд-Гол, Муш-Гуу, Калгуты и др.).

Как видно из табл. 64, в рассматриваемых рядах первой группы на фоне возрастания номера вольфрамита однонаправленно увеличивается доля Ta по сравнению с Nb (величина Ta/Nb) при неоднонаправленном возрастании со-

Таблица 64

Статистические параметры распределения концентраций Ta и Nb в вольфрамитах

Рудная формация, минеральный тип	Статистические параметры								Номер вольфрамита	Ta/Nb	Ta+Nb
	Ta				Nb						
	n	$\bar{x}$, г/т	σ, г/т	*V*, %	*n*	$\bar{x}$, г/т	σ, г/т	*V*, %			
Грейзеновая вольфрамовая, редкометалльно-олововольфрамовая подформация											
ферберит-касситерит-берилл-топазово-кварцевый	18	631	323	51	19	6502	6583	101	19	0,10	7133
малосульфидный вольфрамит-мусковитово-кварцевый	17	183	109	60	18	1330	948	71	33	0,14	1513
вольфрамит-касситерит-циннвальдитово-кварцевый	34	403	534	132	28	2170	1681	77	48	0,19	2573
малосульфидный вольфрамит-бериллово-сидерофиллитовый	87	4087	5046	123	89	4560	2194	48	68	0,89	8647
Сульфид-молибденово-вольфрамовая подформация											
сульфидный молибденит-вольфрамитово-кварцевый	30	549	287	49	30	1833	786	43	49	0,32	2423
сульфидный гюбнерит-молибденитово-кварцевый	46	358	310	87	46	1039	1146	110	73	0,34	1397
сульфидный гюбнеритово-кварцевый	43	367	184	50	43	731	395	108	83	0,50	1098
Ферберит-киноварно-антимонитово-кварцевая	15	18	14	78	26	628	697	110	16	0,029	646

Примечание. Составлена на основе обработки данных автора, а также Ф.Ф. Барабанова [1961, 1971, 1975], В.Ф. Барабанова, Л.Г. Виноградовой [1985], Л.П. Ермиловой (1962, 1964 гг.), Ф.В. Чухрова [1960], О.Д. Левицкого [1964], Е.И. Доломановой [1959], А.Д. Каленова [1966], М.М. Повилайтис [1960], Л.Г. Виноградовой и др. [1980], Т.И. Гетманской, Б.С. Чернова [Условия..., 1976], Г.Ф. Ивановой [1978], Г.Ф. Ивановой, И.Е. Максимюк [1971], Г.Ф. Ивановой, Е.П. Малиновского [1984], И.Е. Максимюк [1973], Е.И. Бедокурова [1978], Л.Ф. Сырицо [1967], И.И. Четырбоцкой [1972], В.С. Гайдуковой и др. [1981, 1988], В.В. Дистлера [1967], У.А. Корчагина (1976 г.), А.Д. Сергеева (1973 г.) и др.

держаний Ta и уменьшении Nb. В первой подформации однонаправленно возрастает и коэффициент вариации Ta. Учитывая известный факт возрастания доли Ta в ряду колумбит—танталит и пирохлор—микролит в пегматитах снизу вверх, а также увеличение марганцовистости танталита в этом же направлении, следует, вероятно, искать причины возрастания номера вольфрамита и возрастания относительного содержания Ta с уменьшением глубины образования описываемых минеральных типов месторождений вольфрамита в рассматриваемом ряду.

Во второй подформации на фоне возрастания номера вольфрамита происходит однонаправленное возрастание в нем доли Ta. В отличие от первой подформации, где по мере возрастания номера вольфрамита закономерно возрастал коэффициент вариации Ta, во второй это характерно для Nb.

Ферберит-киноварно-антимонит-кварцево-халцедоновая формация отличается самыми низкими содержаниями Ta и Nb при резком преобладании последнего. К таким же выводам пришли Т.И. Гетманская и др. [1995] и Г.Ф. Иванова и др. [1988].

Таким образом, максимальные концентрации Nb и Ta типичны для вольфрамитов редкометалльно-олово-вольфрамовой подформации. При этом максимум содержания Ta типичен для малосульфидно-вольфрамит-берилл-сидерофиллитового, а Nb — для ферберит-касситерит-берилл-топазово-кварцевого типов. Для первого характерен максимум Ta/Nb (0,89), а для второго — минимум (0,10). В принципе каждый из выделенных минеральных типов вольфрамитовых месторождений по содержаниям Ta и Nb достаточно индивидуален и по набору статистических параметров их распределения можно определять принадлежность нового объекта к одному из них.

4.4.3. Другие элементы-примеси в вольфрамитах

Относительно концентраций и распределения в вольфрамитах халькофильных элементов, скандия и редких земель в литературе крайне недостаточно аналитических данных. Не располагает систематическими данными и автор. Исключение составляют результаты исследований на РЗЭ, Y и Sc Г.Ф. Ивановой [1978] по вольфрамитам 15 месторождений Монголии, Т.И. Гетманской и др. [1995]. По ее данным, суммы РЗЭ не зависят от состава вольфрамита. Различаются лишь генерации, разновременные продукты эволюции МС. Тем не менее концентрации, например суммы РЗЭ, варьируют в очень широких пределах — от 138,7 до 1163 г/т, а содержание Sc достигает 1300 г/т. Однако содержания Sc в ферберите Барун-Шивеинского месторождения [Строкова, 1966] (110 г/т) на порядок меньше, в вольфрамитах Спокойнинского месторождения находятся в пределах 80–300 г/т [Сырицо, 1967], а Бом-Горхонского (по имеющимся у автора анализам) — 20–80 г/т, в ферберитах Монгольского Алтая — <2,4–49 г/т [Гетманская и др., 1995]. Средние значения пределов содержаний Cd в ферберитах составляют 40–1000 г/т, вольфрамитах — 20–2000 г/т, гюбнеритах — 30–7000 г/т [Минералогия..., 1964]. Даже эти отрывочные сведения, если учесть, что выделенный ряд подформаций и минеральных типов вольфрамитовых месторождений, в основе которого состав вольфрамитов (см. рис. 102, табл. 67), указывают на тенденцию к уменьшению содержания Sc по мере возрастания доли гюбнеритовой молекулы, а значит, и на возможность типохимизма Sc. Поэтому изучение его геохимии в вольфрамитах представляется перспективным для выявления типохимизма.

4.5. Пределы вариации свойств вольфрамита как типоморфные признаки

4.5.1. Параметры элементарной ячейки как типоморфные признаки

Зависимость параметров ЭЯ вольфрамита от степени изоморфного замещения $Fe^{2+} \rightarrow Mn^{2+}$ давно известна, но она не изучалась применительно к типоморфизму в связи с рудными формациями.

Как известно, ионный радиус двухвалентного катиона марганца (0,08 нм) несколько больше ионного радиуса двухвалентного катиона железа (0,076 нм), поэтому изоморфное замещение катионов железа на катионы марганца ведет к довольно заметным изменениям кристаллической структуры минералов группы вольфрамита при переходе от ферберита к гюбнериту. Эти изменения [Максимюк, 1971; Соседко-Лукьянова, 1971] выражаются в увеличении всех параметров элементарной ячейки a_o, b_o, c_o и угла моноклинности β по мере роста содержания $MnWO_4$. Причем рентгенограммы, полученные от крайних членов ряда ферберит—гюбнерит, существенно различны. Они отличаются количеством и положением линий, а также их интенсивностью.

Ставилось две задачи: а) уточнить характер зависимости параметров элементарной ячейки и ее объема от состава катионной части вольфрамитов, для чего изучались корреляционные связи между величинами параметров и объема элементарной ячейки и величиной относительного содержания железа в катионной части вольфрамитов; б) выявить особенности структуры вольфрамитов в зависимости от рудно-формационной принадлежности объектов. Использовались данные о вольфрамитах, как полученные в лаборатории ЗабНИИ (39 образцов), так и приведенные И.Е. Максимюк [1971] (18 образцов). Эти исходные данные по 57 образцам сведены в табл. 65.

Подтверждается известная прямая зависимость величины параметров элементарной ячейки (a_o, b_o и c_o) от относительного содержания железа и марган-

Таблица 65

Параметры элементарной ячейки вольфрамита как рудно-формационные признаки

Подформация, минеральный тип	Номер вольфрамита	Средние значения ПЭЯ, нм			
		a_o	b_o	c_o	V
Грейзеновая вольфрамовая, редкометалльно-олово-вольфрамовая подформация:					
ферберит-касситерит-берилл-топазово-кварцевый	16	0,4754	0,5716	0,4962	0,1348
малосульфидный вольфрамит-мусковитово-кварцевый	36	0,4769	0,5731	0,4966	0,1361
малосульфидный вольфрамит-касситерит-циннвальдитово-кварцевый	48	0,4778	0,5732	0,4970	0,1363
малосульфидный вольфрамит-берилло-сидерофиллитовый	78	0,4796	0,5743	0,4982	0,1372
Сульфид-молибденит-вольфрамовая подформация:					
сульфид-молибденит-вольфрамитово-кварцевый	49	0,4764	0,5762	0,4974	0,1368
сульфидный молибденит-гюбнеритово-кварцевый	73	0,4810	0,574	0,4984	0,1380
сульфидный гюбнеритово-кварцевый	90	0,4818	0,5854	0,4989	0,1383

Примечание. Определение ПЭЯ вольфрамитов выполнено в лаборатории минералогии ЗабНИИ. Аналитики В.М. Машеренков, Л.И. Владимирова, О.К. Перминова. V — объем ЭЯ.

ца в вольфрамитах (рис. 107). Коэффициенты линейной корреляции величины параметра элементарной ячейки a_o, b_o, c_o и величины относительного содержания железа в вольфрамитах равны соответственно 0,986, 0,475 и 0,964. Коэффициент линейной корреляции величин объема элементарной ячейки и относительного содержания железа равен 0,982. Полученные результаты свидетельствуют о довольно хорошем приближении вышеуказанных зависимостей к линейным. Наиболее "чувствительным" к изменению состава катионной части вольфрамитов является параметр a_o, что хорошо согласуется с литературными данными. Принимая во внимание все вышесказанное, график зависимости параметра элементарной ячейки a_o от относительного содержания железа в катионной части вольфрамитов можно использовать для оценки соотношения Fe-Mn в вольфрамитах по данным рентгеноструктурных исследований. Пределы вариаций параметров элементарной ячейки могут быть типоморфными признаками рудно-формационной принадлежности вольфрамитов. На рис. 108 представлены a_o вольфрамитов в зависимости от принадлежности групп месторождений к определенным минеральным типам в ряду подформаций.

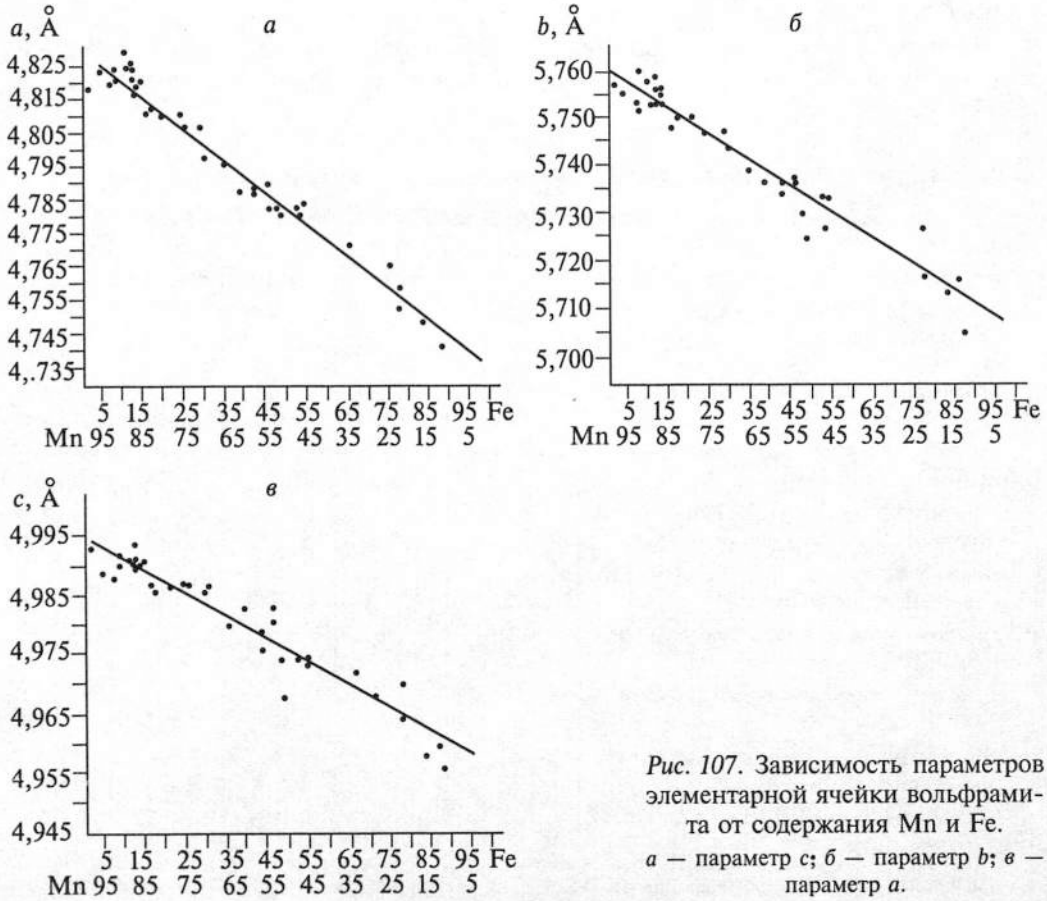


Рис. 107. Зависимость параметров элементарной ячейки вольфрамита от содержания Mn и Fe.

а — параметр *c*; *б* — параметр *b*; *в* — параметр *a*.

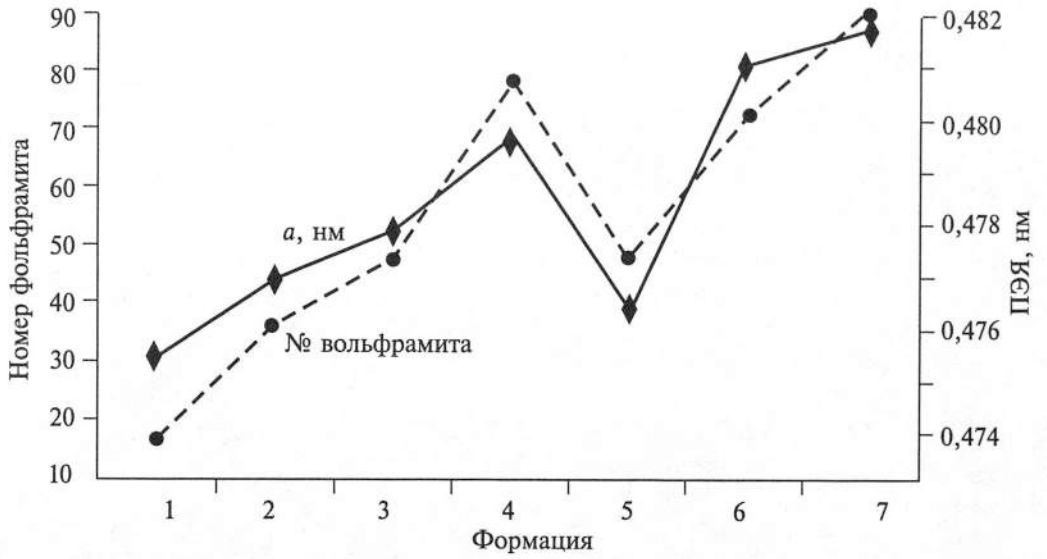


Рис. 108. Зависимость ПЭЯ вольфрамита от состава и положения в формационном ряду. 1–7 см. на рис. 102.

Из анализа форм кривых, соответствующих изменению состава вольфрамита и объема ЭЯ (рис. 109), а также концентраций Та в вольфрамитах (см. рис. 106) можно сделать вывод о том, что при относительно быстром росте номера вольфрамита и концентраций Та в нем (минеральный тип 4) темп увеличения ЭЯ уменьшается. Это связано, вероятно, с поляризирующим влиянием Та и уменьшением радиуса Mn при гетеровалентном изоморфизме $Ta^{5+} \rightarrow W^{5+}$.

4.5.2. Физические свойства вольфрамитов как типоморфные признаки

Электрические свойства вольфрамитов. Из теории известно, что соли кислородных кислот, в частности вольфраматы, относятся к диэлектрикам. Первые сведения о значениях диэлектрической проницаемости и тангенсе угла диэлектрических потерь природных вольфраматов, в частности вольфрамита, были получены автором в 1974 г. [Юргенсон и др., 1974].

Диэлектрическая проницаемость и тангенс угла диэлектрических потерь измерялись в сухих порошках с размерами зерен 0,1 + 0,08 мм резонансным методом в ячейке конструкции Института прикладной физики Иркутского университета. Диапазон частот, на которых производились измерения, был достаточно широк — от 100 кГц до 100 мГц. Диапазон температур составил 22,5–200 °С.

На рис. 110 приведена зависимость между диэлектрической проницаемостью и содержанием ферберитовой молекулы на частотах 100 кГц и 10 мГц. Можно видеть, что характер этой зависимости близок к прямой и колебания ε находятся в пределах 10,8–21,9 для гюбнерита на частоте 100 кГц и 6,0–11,6 на

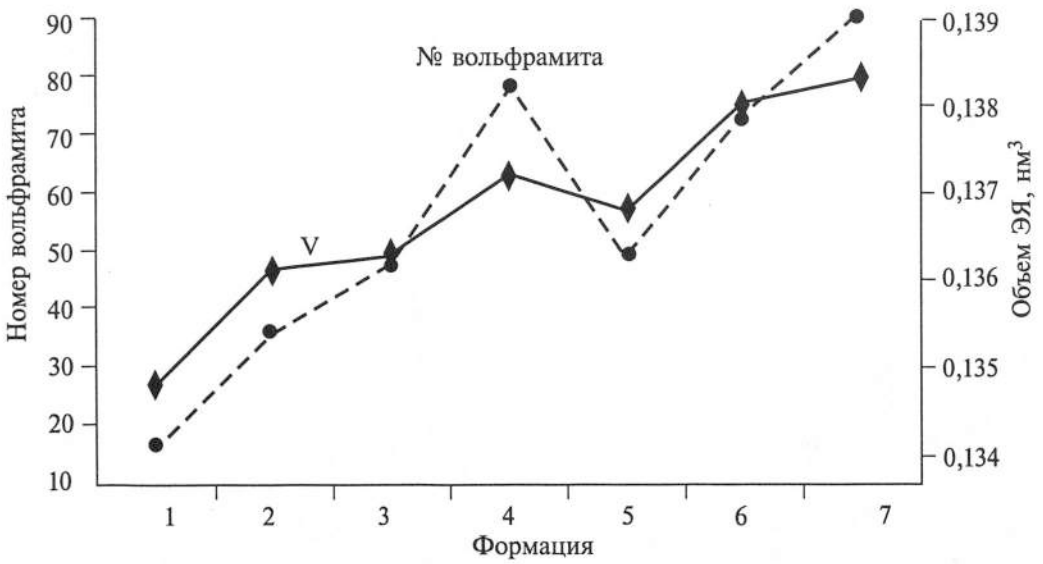


Рис. 109. Зависимость объема ЭЯ вольфрамита от состава и положения в формационном ряду.

1–7 см. на рис. 102.

частоте 10 мГц. Наблюдается тенденция к увеличению диэлектрической проницаемости с увеличением количества ферберитовой молекулы.

Увеличение тангенса угла диэлектрических потерь от 0,011 до 0,7587 при уменьшении номера вольфрамита от 91 до 45 вполне отчетливо (рис. 111).

Вариации рассматриваемого параметра в зависимости от температуры, при которой производилось измерение, различны, но в общем случае можно заметить, что на частоте 100 кГц диэлектрические потери возрастают вполне закономерно в интервале температур 50–200 °С. Рост составляет один—полпорядка у гюбнеритов. У вольфрамитов № 45–53 при нагревании потери растут очень быстро, тангенс угла диэлектрических потерь достигает 2,946 и более.

Приведенные выше предварительные данные о вариациях диэлектрической проницаемости и тангенса угла диэлектрических потерь показывают, что во-первых, они зависят от состава вольфрамита, во-вторых, зависимости эти достаточно сложные и наиболее четко проявляются на частотах 100 кГц и 10 мГц. По-видимому, вариации электрических свойств должны зависеть от поляризующих изоморфных

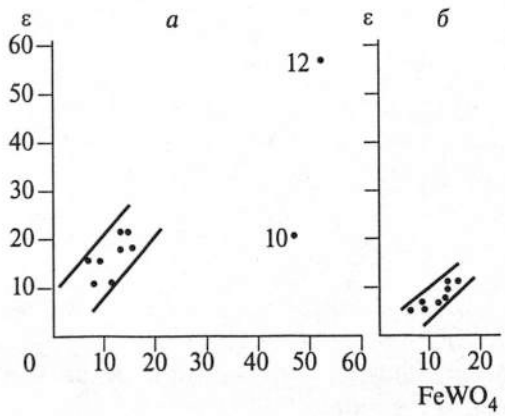


Рис. 110. Зависимость диэлектрической проницаемости (ε) вольфрамитов от содержания ферберитовой молекулы на частотах.

а — 100 кГц; *б* — 10 мГц.

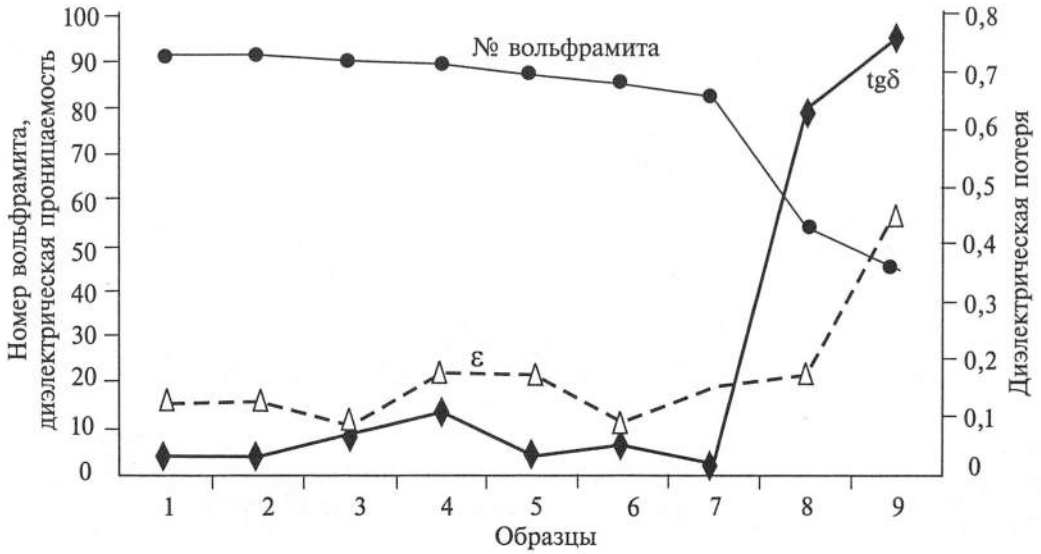


Рис. 111. Диэлектрические свойства вольфрамитов.

примесей, каковыми в вольфрамитах являются Ta и Nb, а также, возможно, Sc и Ti. Кроме того, определенное влияние должна оказывать и степень гомогенности твердого раствора ферберит — гюбнерит. Скорее всего, значительные отклонения в зависимости электрических свойств от состава будут наблюдаться у вольфрамитов № 30–70 в связи с возможной гетерогенностью.

Резюмируя, можно заметить, что вариации электрических свойств вольфрамитов могут при детальном их изучении стать критериями типоморфизма.

О термолюминесценции вольфрамита. Вольфрамиты при облучении электронами и рентгеновскими лучами обнаруживают люминесцентные свойства [Гутан, 1967]. Термолюминесценция вольфрамитов еще слабо изучена. Ниже рассмотрены предварительные результаты изучения ЕТЛ вольфрамита.

Изучено 60 проб вольфрамитов Бом-Горхонского, Шумиловского, Нортуйского, Студенческого, Куналейского, Букукинского месторождений (все — Забайкалье) и месторождений Монголии.

Естественная термолюминесценция обнаружена лишь у 34 % проб вольфрамита, параметры ЕТЛ сведены в табл. 66.

Кривые термолюминесценции вольфрамитов, как правило, просты и лишь некоторые из них характеризуются двумя или тремя максимумами. Первые, низкотемпературные максимумы появляются при 160–200 °С, вторые — при 230–280 °С и третьи — 300–320 °С. Термолюмограммы с двумя и тремя пиками характерны главным образом для образцов Букукинского месторождения. Они же имеют и наиболее высокие интенсивности свечения (рис. 112). Лишь один образец Бом-Горхонского месторождения (289к, горизонт штольни 2, штрек 2) дал кривую термовысвечивания с двумя максимумами и очень большой для вольфрамитов интенсивностью (см. табл. 66, рис. 112).

Для выяснения связи ЕТЛ вольфрамитов с элементами-примесями по двум выборкам, принадлежность образцов к которым определялась по принципу

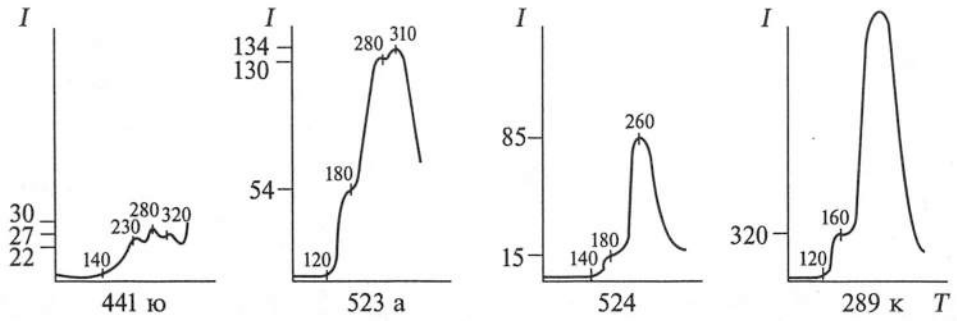


Рис. 112. ЕТЛ-граммы вольфрамита.

I — интенсивность, *T* — температуры максимумов свечения; под каждой ЕТЛ-граммой — номер образца.

Таблица 66

Параметры термолюминесценции вольфрамитов

Месторождение	№ обр.	Температуры максимумов, °С			Интенсивность, усл. ед.			Номер вольфрамита
		T_1	T_2	T_3	I_1	I_2	I_3	
Шумиловское	90к	—	260	—	—	4	—	56
Бом-Горхонское	211к	—	240	—	—	6	—	95
	218к	—	—	320	—	—	5	96
	251к	—	—	320	—	—	5	86
	256к	—	280	—	—	8	—	86
	270к	170	250	300	250	400	1000	—
	289к	160	260	—	350	2000	—	88
	305к	—	240	—	—	3	—	90
Дзун-Хашиата-Худук	№ 2	—	—	320	—	—	81	85
Модото	№ 4	—	280	—	—	2	—	52
Онгон-Хайрхан	№ 23	—	—	300	—	—	3	83
Хар-Чулуу	№ 24	—	250	320	—	2	5	74
Их-Хайрханское	526	180	—	340	2	—	41	—
	53834х	—	290	340	—	23	20	—
	Ж-4-7	—	270	—	—	94	—	—
Букукинское	523[а]	180	280	310	54	130	134	80
	524	180	260	—	15	85	—	—
	441Ю	230	280	320	22	30	27	90

термолюминесцирует — не термолюминесцирует, установлено, что характер распределения Co, Cu, Bi, Pb и Ni в этих двух группах вольфрамитов различен, а Be и Zn — идентичен.

Кобальт в нетермолюминесцирующих вольфрамитах не обнаружен, а более высокие концентрации Ni, напротив, для них характерны. Концентрации Pb и

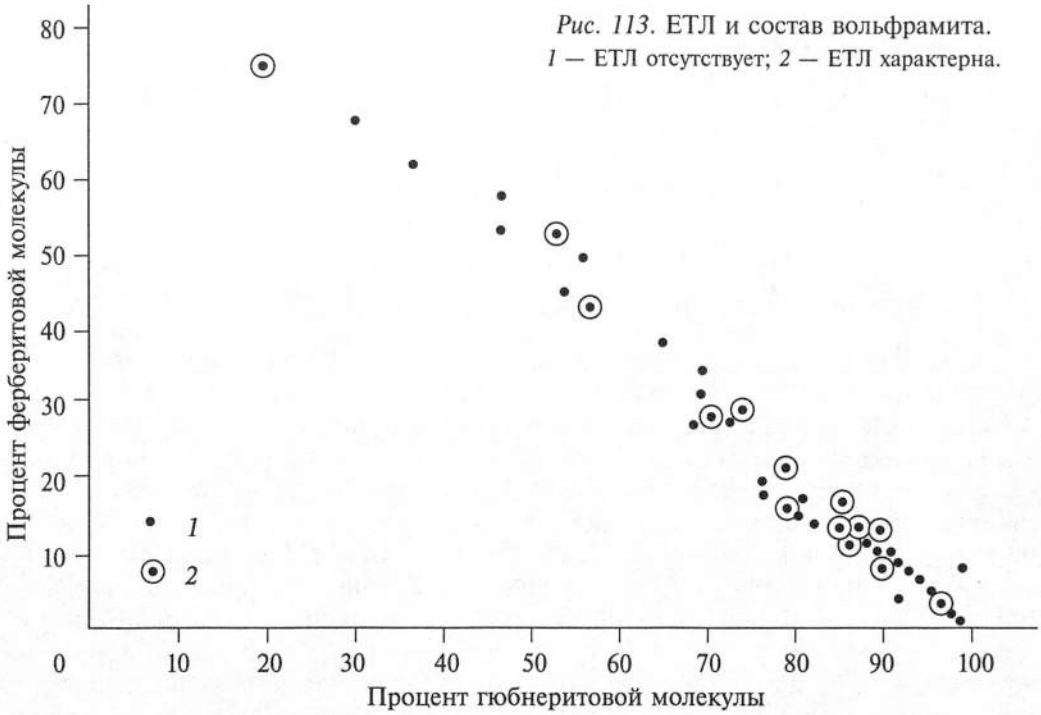


Рис. 113. ЕТЛ и состав вольфрамита.
1 — ЕТЛ отсутствует; *2* — ЕТЛ характерна.

Bi более упорядочены и стабильны в термолюминесцирующих образцах, нежели в несветящихся.

Большинство проб вольфрамитов, независимо от того, термолюминесцируют они или нет, содержат медь от $5 \cdot 10^{-4}$ до $20 \cdot 10^{-4}$ %. Различия появляются лишь при содержаниях $100 \cdot 10^{-4}$ % и более: в термолюминесцирующих пробах они не бывают большими.

Четкой зависимости появления свечения от химического состава вольфрамитов не установлено, но максимальное число термолюминесцирующих образцов имеют состав $(Mn_{60-88}Fe_{10-40})\ WO_4$ (рис. 113). Присутствие примеси кремнезема (от 0,1 до 1 %) в минерале существенно не влияет на его термолюминесценцию.

Связи параметров термолюминесценции и параметров решетки вольфрамитов также установить не удалось, хотя для a_o намечается линейная зависимость от интенсивности свечения.

ГЛАВА 5

ТИПОМОРФНЫЕ ПРИЗНАКИ ФЛЮОРИТА КАК РУДНО-ФОРМАЦИОННЫЕ КРИТЕРИИ

5.1. Изученность типоморфизма флюорита

Широкая распространенность и палитра свойств флюорита на протяжении столетий привлекала и привлекает внимание исследователей. Флюориту посвящена огромная литература, в которой всесторонне рассмотрены вариации наиболее важных его свойств и состава. Это прежде всего относится к ***морфологии*** кристаллов, окраске и люминесценции. Давно известно, что в пегматитах и высокотемпературных жилах с оптическим флюоритом преимущественно развиты октаэдры данного минерала. По Ф. Бекке, флюорит, ассоциирующий с силикатами, имеет октаэдрическую форму. Высокотемпературные октаэдрические и кубооктаэдрические кристаллы флюорита имеют светлую или бледную, чаще в голубоватых тонах, окраску. По данным Н.Н. Васильковой и др. [Типоморфизм..., 1972], флюорит месторождений Забайкалья в пегматитах и ранних генераций преимущественно имеет октаэдрическую форму, а поздних — кубическую. Это наблюдается не во всех месторождениях. На Бурин-Ульском, Иволгинском, Бурун-Алцагском [Типоморфизм..., 1972] эта закономерность нарушается, хотя в целом последовательность смены форм флюорита, обобщенная И. Костовым [1971]: (111) → (111) → (100) → (210) → (100), выдерживается.

В литературе обсуждался вопрос о влиянии Na на форму растущего кристалла и было высказано предположение о том, что при относительно высоких температурах и сильном пересыщении раствора флюорит в системе LiCl, KF и $CaCl_2$ образует кубические кристаллы с образованием каркасов LiCl и $KCaF_3$ на (100) флюорита, а в присутствии NaCl — октаэдрических кристаллов с образованием каркасов NaCl на (111) флюорита [Типоморфизм минералов, 1989]. Специально проведенное изучение содержания Na в образцах флюорита из месторождений Забайкалья показало, что концентрации Na_2O более 0,02 % (Бронницкая лаборатория Мингео СССР) характерно для представителей всех минеральных типов собственно флюоритовой формации. Для кубических кристаллов флюорита кварцево-флюоритового типа содержание Na_2O составляет 0,022 % при $V =$ = 18 %, кальцит-барит-кварцево-флюоритового и кальцит-кварцево-флюоритового — 0,02 %. Из анализа данных А.А. Ивановой [1974] следует, что в крупнокристаллическом раннем флюорите независимо от формационного типа месторождений Na методом фотометрии пламени (чувствительность 0,005 %) не установлен. А в шестоватом флюорите Абагайтуйского месторождения, относящегося к кальцит-барит-кварцево-флюоритовому минеральному типу, содержания Na_2O составляют 0,0175 %. Такой же флюорит сульфидно-флюоритового типа (Калан-

гуйское и Березовское) содержит 0,0062 % Na_2O. При этом в одной из проб Калангуйского месторождения он не установлен. Значит, представление о влиянии каркасов со структурой NaCl на возможность формирования кристаллов флюорита октаэдрического габитуса, полученное на основе выращивания флюоритов [Типоморфизм минералов, 1989], для природных процессов нуждается в уточнении.

Окраска флюорита широко варьирует и имеет типоморфное значение для конкретных объектов, так как связана как с особенностями вхождения элементов-примесей, реализующих изовалентный (Ca → Mn, Sr, Ba, TR^{2+} и др.) или гетеровалентный ($Ca^{2+} \rightarrow TR^{3+}$) изоморфизм, так и последующими радиационными воздействиями, способствующими образованию центров окраски, и нагреванием в недрах, разрушающих их. На окраску оказывают влияние и вакансионные ЭДЦ [Марфунин, 1975; Таращан, 1978; Платонов, 1976]. За редким исключением, когда фиолетовая или почти черная окраска связана с органикой, содержащей радиоактивные элементы, окраска флюорита, как принято считать, не имеет широкого рудно-формационного значения.

Состав флюорита изучен довольно широко и установлено, что Ca может замещаться на Mn, Sr, Ba, U, Na, Y, TR [Типоморфизм минералов, 1989]. Кроме того, в качестве неструктурных примесей во флюорите присутствуют до 78 элементов [Leeder, 1979]. Стронций в различных количествах [Типоморфизм минералов, 1989] присутствует в 70–90 % проб флюорита различного генезиса, а содержания в нем зависят от концентрации в материнских магматических горных породах, из которых максимально стронциеносны щелочные их серии. Повышением щелочности МГС к концу процесса минералообразования объясняются Н.Н. Кукушкиной и О.А. Соломкиной наши выводы о возрастании концентраций Sr во флюоритах поздних генераций и верхних частей месторождений [Файзиев, Юргенсон, 1975].

Большое значение исследователи уделяют распределению двухвалентного марганца во флюоритах в связи с тем, что он может быть показателем окислительно-восстановительных условий его кристаллизации. Содержание его, по литературным данным, изменяется от 10^{-5} до 0,12 %. Сделаны выводы о корреляции содержания Mn^{2+} во флюорите с валовым содержанием в породах фтора. Полагают также [Типоморфизм минералов, 1989], что на постмагматическом этапе Mn^{2+} накапливается преимущественно во флюорите грейзеновых месторождений. Вывод этот кажется сомнительным по той простой причине, что основная масса Mn^{2+} входит в состав вольфрамитов в месторождениях грейзеновой формации. Например, во флюоритах из грейзенов Шерловогорского месторождения содержание Mn — 150–300 г/т, тогда как в ферберите MnO составляет в среднем 2,37–2,94 %, в сопровождающем флюорит арсенопирите — 20–100 г/т, в кварце — 80–100 г/т [Бойко, 1983]. В малоглубинных условиях Mn^{3+} во флюоритах не наблюдается.

Известны также флюориты с Mn^{3+}, приуроченные исключительно к грейзенам полевошпатово-биотитового и флюоритово-мусковитового состава и не обнаруживаемые в кварцево-топазовых грейзенах [Типоморфизм минералов, 1989].

Важнейшее рудно-формационное значение могут иметь статистические параметры концентраций изоморфных примесей иттрия и редких земель во флюорите. Эта проблема достаточно обстоятельно рассмотрена в литературе [Урусов и др., 1980; Красильщикова и др., 1980; Марфунин, 1975; Типоморфизм минералов, 1989; Центры..., 1980; и др.]. Значительный интерес представляет изовалентный изоморфизм ($Ca \rightarrow Sm^{2+}$, Eu^{2+}, Dy^{2+}, Ho^{2+}, Er^{2+}, Yb^{2+}), принудительная радиационная природы двухвалентности TR при изоморфизме которых обоснована в 1956 г. П.П. Феофиловым. В природных зеленых флюоритах это установлено лишь для Eu^{2+}. Широко распространен в природе изоморфизм ($2Ca^{2+} \rightarrow TR^{3+} + Na^{1+}$), когда в качестве компенсатора заряда выступает Na. Типоморфное значение этого изоморфизма было доказано А.С. Марфуниным [1975], А.Н. Таращаном [1978], В.Т. Дубинчуком и др. Н.Н. Васильковой и О.А. Кукушкиной [Типоморфизм минералов, 1989] было показано, что вследствие селективного фракционирования в природных условиях разных глубин от дневной палеоповерхности Eu^{3+} и Eu^{2+}, образуются положительные ($Eu/Eu^* > 1$) и отрицательные ($Eu / Eu^* < 1$) аномалии европия, содержащегося во флюорите. Они показали, что с глубиной частота встречаемости образцов этого минерала с положительной аномалией Eu возрастает. Средняя частота встречаемости флюоритов с положительной аномалией для приведенных в работе [Типоморфизм минералов, 1989, с. 495] глубин составляет: для 1–2 км — 4; 2–3 км — 4; 4–5 км — 35.

Полученные числа не позволяют сделать однозначные выводы, так как при глубине 1–2 км средняя частота составляет 4; 1,5–2,0 км — 3; 2,0–3,0 км снова 4 и только при глубинах 4–5 км резко возрастает до 35. Следовательно, при глубине 1–3 км частота встречаемости флюорита ($Eu / Eu^* > 1$) составляет 4, а 4–5 км — 35. В целом эти выводы еще недостаточно обоснованы. Полагают, что самые высокие отношения Eu / Eu^* (4–11, 18) характеризуют поздние генерации флюорита крупномасштабных малоглубинных вольфрамовых, флюорит-фенакитово-бертрандитовых и других месторождений. Однако и это требует доказательств на большом статистическом материале. Изменение соотношений Eu^{3+} и Eu^{2+} коррелирует с содержанием во флюорите Mn^{2+} и величиной Yb^{2+} / Eu^{2+}.

Структура. Установлено [Типоморфизм минералов, 1989], что ПЭЯ флюорита зависит от его состава, увеличивается с возрастанием содержания примесей Sr, TR и Y (нм): $a_o = 0{,}54627 + 0{,}0019C_{Y+TR}$ и $a_o = 0{,}54627 + 0{,}003C_{Sr}$. Определено, что 39 % всех изученных образцов флюорита имеют повышенный параметр a_o. Значительно увеличивается он при содержании TR, Y и Sr > 0,3 %. Примесь Na в качестве компенсатора заряда сдерживает возрастание a_o, а иногда и уменьшает его.

Люминесценция флюорита изучена многими авторами [Красильщикова и др., 1986; Таращан, 1978; Файзиев, 1991; Файзиев и др., 1975; Фотолюминесценция..., 1979; Центры..., 1980; Морошкин, Расулов, 2002; и др.]. Известно, что она связана с присутствием в нем TR^{2+}. Интенсивность люминесценции в видимой части спектра связывают с Yb^{2+}/Eu^{2+}. В то же время Yb^{2+} / Eu^{2+} уменьшается от высоко- к низкотемпературным месторождениям флюорита, а в их пределах — от ранних генераций к поздним. Соотношение Yb^{2+} и Eu^{2+} связыва-

ют с изменением щелочности минералообразующих растворов. Кроме того, величина Yb^{2+}/Eu^{2+} прямо связана с Yb/La и Yb/Eu и обратно — с Eu/Eu* [Типоморфизм минералов, 1989]. Эти величины могут быть использованы для оценки относительных температур и кислотно-щелочных характеристик МС [Типоморфизм минералов, 1989].

Термолюминесценция также является одним из наиболее ярких и давно известных свойств флюорита и долгое время была предметом изучения не только минералогов, но и физиков. В результате [Таращан, 1978; Марфунин, 1975] установлено, что активаторами свечения при ЕТЛ являются TR^{3+} и Mn^{2+}. Интегральные кривые ЕТЛ, или термолюмограммы, в большинстве случаев достаточно сложны. Они характеризуются большим числом максимумов свечения, отражающих большое число центров захвата электронов в запрещенных зонах в кристалле. Температура максимума соответствует энергии в центре захвата, а интенсивность — числу одинаковых или близких по энергиям центров захвата.

Максимумы ЕТЛ при температуре 200–250 °С обусловлены релаксацией электронного TR^{2+} центра захвата. Они присущи флюоритам верхних частей грейзеновых месторождений в аляскитах, наиболее глубинных частей месторождений бериллия, а также месторождениям с интенсивно проявленной дегазацией и потерей летучих [Типоморфизм минералов, 1989]. Указанный выше центр захвата электронов наиболее стабилен во флюоритах с высокой примесью Mn^{2+} и влиянием других, еще недостаточно изученных факторов.

За максимум свечения при 310–320 °С [Типоморфизм минералов, 1989] ответственны $Y^{2+}_{куб}$-центры, образующиеся при относительно низких содержаниях TR (<0,00*n* %) во флюорите. Они встречаются у флюоритов грейзеновых бериллиевых месторождений. При уменьшении концентрации Mn^{2+} ЭДЦ, связанные с TR^{2+} и Y^{2+}, могут быть стабилизированы за счет влияния Ce. Он образует с ними донорно-акцепторные пары: Y^{2+} — Ce^{4+} (максимум при 270 °С), Dy^{2+} — Ce^{4+} (максимум 350–400 °С), Sm^{2+} — Ce^{4+} (максимум при 410–500 °С). На ТЛ-граммах в этих случаях главный максимум смещается в более высокотемпературную область и появляются дополнительные пики. Для флюоритов малоглубинных высокотемпературных месторождений характерны разрешенные максимумы свечения, иногда с появлением 6–7 пиков. Эти флюориты недосыщены Mn^{2+} и содержат TR_{Ce} (Yb/La для флюорита верхних частей месторождений достигает 0,5–0,8) [Типоморфизм минералов, 1989].

Все авторы, изучавшие ЕТЛ флюорита последовательно образованных генераций, приходят к выводу об уменьшении ее интенсивности от ранних генераций к поздним. Полагают, что причина этого кроется в уменьшении концентраций основных центров свечения, в ранних генерациях, представленных Mn^{2+} (зеленая область спектра), а в поздних — Ce^{3+} (невидимая ультрафиолетовая). В ряду грейзеновых месторождений бериллия от глубинных (3,5–5 км) к средне- и малоглубинным (1–2 км) интенсивность ЕТЛ также уменьшается [Типоморфизм минералов, 1989]. Эти тенденции типичны и для собственно флюоритовых месторождений.

5.2. Вариации окраски как типоморфные признаки

При всей кажущейся неустойчивости связи окраски флюорита с условиями образования месторождений можно выделить преимущественное преобладание окраски флюорита в зависимости от условий образования применительно к рудным формациям и их минеральным типам. Для этого необходим единый подход с позиций как природы окраски, так и принципов рудно-формационной классификации месторождений. Ф.Я. Корытов [Типоморфизм..., 1972] считает, что для флюоритов ранних генераций в месторождениях Забайкалья характерно преобладание яркоокрашенных зеленых или фиолетовых октаэдрических кристаллов. А более поздний флюорит имеет кубический габитус и светлую окраску. Это, по представлению Ф.Я. Корытова, наиболее характерно для Солонечного, Усуглинского, Первомайского, Манжинского и других месторождений. На других месторождениях (Бурин-Ульское) ранние флюориты светлоокрашены, а в ритмично-полосчатых жилах чередуются зеленые и фиолетовые слои флюорита (Иволгинское, Верхнекручининское, отдельные части жил Усуглинского, Каклангуйского и других месторождений). Тем не менее для большинства месторождений установлена смена ранних зеленых или слабоокрашенных флюоритов (I генерация) более поздними фиолетовыми (II–III генерации). Последними часто вновь образуются слабоокрашенные разности. Обычно они представлены агрегатами или щетками кубических кристаллов или тонкозернистыми прожилками. Яркоокрашенные флюориты содержат большие концентрации примесей, в основном Mn и TR, а светлые — обогащены Sr и Ba. Это заключение относительно корреляции интенсивности окраски и микроэлементной специализации, сделанное Ф.Я. Корытовым, подтверждается и на месторождениях Средней Азии и Таджикистана [Файзиев, 1991]. Во многих кристаллах оптического флюорита обычно внутренние их части бесцветны или слабо окрашены, а внешние, приграненные, имеют относительно интенсивную голубую, зеленую или фиолетовую окраску [Юшкин и др., 1983]. Они могут неоднократно чередоваться в приграненных частях.

Указанная последовательность характерна и для окраски флюорита в жилах вкрест их простирания, от приконтактовой части, нарастающей на кварц, к осевой. Такая последовательность фиксирует вероятность вхождения в кристалл примесей — хромофоров, а смена зеленой, связанной с Sm^{2+}, и розовой, связанной с $(TRO_2)^{\circ}$ или $(YO_2)^{\circ}$, фиолетовой будет свидетельствовать о дефиците фтора (центр $M{-}O_F^-$) и избытке кислорода, а с голубой — о дефиците кислорода и избытке F (центр $M \cdot 2F_i^{\circ}$). Если в начале кристаллизации Ca и F может быть достаточно для обеспечения стехиометрии, а имеющиеся в МС Mn^{2+}, TR^{3+} не смогут по этой причине встроиться в структуру кристалла, то по мере расходования Ca и изменения pH, обеспечивающей реализацию изоморфизма, они будут встраиваться в растущий кристалл. Тем самым будет реализована возможность приобретения ими окраски. В результате ритмичного изменения кислотно-щелочной обстановки или концентрации того или иного иона на фронте кристаллизации, в жиле или в кристалле будет реализована периодическая смена окраски. Существенное влияние на встраивание примесей будет оказывать Na.

Обобщение литературных данных по распространенности флюоритов определенной окраски на конкретных месторождениях и результаты обработки собственных наблюдений по 962 образцам из 46 месторождений Евразии сведены в табл. 67. Оказалось, что в целом наиболее распространены зеленые и фиолетовые флюориты. Исключение составляют только флюориты камерных пегматитов с преобладанием бесцветных и голубых и месторождений оптического флюорита, в которых они также преобладают. Это свидетельствует об относительной стерильности МС в отношении лантаноидов и избытке или недостатке F, израсходованного в процессе кристаллизации флюорита, и возможном притоке кислорода вследствие микротектонических подвижек. Описанные условия подтверждаются незначительной, но все же большей частотой встречаемости зеленых флюоритов по отношению к фиолетовым (1,5).

В табл. 67 в последней колонке, по сути дела, вводится коэффициент стабильности условий кристаллизации, учитывающий соотношение редких земель, церовой и иттриевой группы, а также нестехиометричность флюорита, обусловленную дефицитом или избытком фтора.

В месторождениях редкометалльно флюоритовой формации, которая объединена с флюорит-фенакитово-бертрандитовой, резко преобладают флюориты фиолетовых тонов, входящие в состав продуктивного минерального комплекса, типичного, например, для Ермаковского месторождения, коэффициент стабильности (0,21) минимален. Для этого месторождения действительно характерно участие в процессе образования руд иттрия, тяжелых лантаноидов (эрбий—лютеций) и свободного кислорода, выделяющегося при воздействии гранитного расплава на породы, содержащие окисные формы железа. Лишь незначительная часть Sm, не вошедшая в самарскит редкоземельных пегматитов, образование которых предшествовало флюорит-фенакитово-бертрандитовому оруденению, вошла в состав МС, из которой кристаллизовался флюорит.

Таблица 67

Оценка распространенности флюорита различной окраски в месторождениях различных формаций (частость встречаемости)

Формация, минеральный тип	Флюорит						
	зеленый	фиолетовый	коричневый	желтый	бесцветный	голубой	зеленый/фиолетовый (коэффициент стабильности)
Пегматитовая, камерный	2	8	—	6	40	36	1,5
Редкометалльно-флюоритовая	17,2	79,3	—	—	3,2	0,3	0,21
Редкометалльно-грейзеновая флюоритовая:	43	34,7	—	—	18,5	3,8	1,24
кварцево-флюоритовый	44,5	38,7	—	—	14,2	2,6	1,15
сульфидно-флюоритовый	31,2	44,4	11,1	11,1	2,2	—	0,70
кальцит-кварц-баритово-флюоритовый	48,5	20,8	7,2	3,6	12,8	7,1	2,33
кальцит-кварцево-флюоритовый	30,7	10,6	16,5	28,5	5,2	7,5	2,90
Ртутно-сурьмяная	67,7	22,2	—	—	10,1	—	3,05
Оптического флюорита	10	3,1	—	—	66,9	20	3,2

В редкометалльных грейзенах преобладает зеленый флюорит (коэффициент стабильности 1,24), хотя доля фиолетового достаточно велика (33,7 %). Бесцветный, особенно в кварц-мусковитово-топазовых грейзенах с бериллием и касситеритом, составляет до 18,5 %. Для флюоритов этой формации характерна примесь La (74 г/т), Sm (0,91 г/т), а также Yb (145 г/т), что и обеспечивает лишь незначительное преобладание зеленого флюорита над фиолетовым.

Из минеральных типов флюоритовой формации наиболее близки к грейзеновой по распределению цветовых разностей флюориты кварцево-флюоритового типа (коэффициент стабильности 1,15). Для них характерно $TR_{Ce}/TR_Y = 2{,}18$. Это при условии присутствия Sm (его содержание 0,46 г/т) обеспечивает преобладание зеленого флюорита над фиолетовым.

Флюориты месторождений сульфидно-флюоритового типа характеризуются низким (0,70) коэффициентом стабильности условий кристаллизации. Преобладают фиолетовые разности флюорита и относительно широко развиты коричневые и желтые флюориты, для которых характерны центры окраски с недостатком фтора и содержащие кислород. Данные центры образуются только в присутствии Yb^{3+} или Y^{3+}. Об их активности свидетельствует $\Sigma TR_{Ce} / \Sigma TR_Y < 1$ (0,92).

Для всех последующих минеральных типов этой формации характерны преобладание зеленых разностей флюорита (см. табл. 67) и возрастание коэффициента стабильности флюоритообразования, что приводит к формированию крупных месторождений. В отличие от сульфидно-флюоритового типа среди флюоритов кальцит-барит-кварцево-флюоритового относительно широко развиты бесцветный (12,8 %) и голубой (7,1 %). Коэффициент стабильности составляет 2,33, $\Sigma TR_{Ce} / \Sigma TR_Y = 4{,}22$. Для них характерно самое высокое содержание Sm (7,3 г/т), что находит отражение в существенном преобладании зеленых разностей флюорита и соответственно слабом развитии фиолетовых при незначительной доле желтых и коричневых. Последнее указывает на присутствие O_2^--центра, представляющего собой молекулу кислорода, захватившую электрон, или O_3^--центр, в котором озонид (O_3) замещает два ближайших иона фтора [Красильщикова и др., 1980; Центры..., 1980]. Наблюдается тенденция присутствия Na (до 148 г/т) в желтых и коричневых флюоритах. Это может указывать на близость условий, при которых осуществляется синтез желтых флюоритов в натриево-карбонатной среде ($T = 530–445$ °C, $P = (4{,}5–2{,}7) \cdot 10^{-7}$ Па [Типоморфизм минералов, 1989] и окислительных природных условий.

Кальцит-кварцево-флюоритовый тип месторождений характеризуется широким развитием желтого (28,5 %) и коричневого (16,5 %) флюоритов при очень незначительном фиолетового (10,6 %) и абсолютно преобладающим зеленого (30,7 %). Стратиморфные и жильные месторождения данного типа залегают в большинстве случаев в карбонатных породах и имеют крупные размеры и запасы.

Флюориты этих месторождений отличаются низкими содержаниями редких земель при преобладании La (5 г/т) и Ce (174 г/т). Из редких земель иттриевой группы присутствуют лишь Yb (6,9 г/т) и Y (40 г/т), а $\Sigma TR_{Ce} / \Sigma TP_Y = 3{,}82$. Коэф-

фициент стабильности 2,90. Следовательно, для данного минерального типа месторождений типичны условия высокофтористой натрово-карбонатной среды.

Ртутно-сурьмяная формация характеризуется преимущественным развитием зеленого флюорита различных оттенков и интенсивности окраски. Эта цветовая разность абсолютно преобладает среди флюоритов всех рассмотренных формаций. Наряду с зеленым флюоритом для этого минерального типа характерно незначительное развитие фиолетового и бесцветного флюорита. Особенность распределения концентраций редких земель — отсутствие Sm в пределах чувствительности анализа, а также Pr, Nd. Из церовых лантаноидов присутствуют в концентрациях выше порога чувствительности анализа, но меньше кларка, лишь La (4,9 г/т) и Ce (2,44 г/т). В то же время из редких земель иттровой группы в минимальных количествах в единичных пробах присутствуют Gd и Dy (1,22 г/т), Er (0,73 г/т) и Yb (0,24 г/т). Среднее содержание Y составляет 175 г/т. $\Sigma TR_{Ce} / \Sigma TR_Y = 0,04$. Коэффициент стабильности составляет тем не менее ~3,05, что соответствует незначительной доли кислорода в МС и незначительному развитию во флюорите кислородсодержащих ЭДЦ. Причина того, что соотношение суммы редких земель церовой и иттровой групп не соответствует соотношению цветовых (зеленого и фиолетового) разностей флюорита заключается в малом числе анализов (по 1–2 пробе) на индивидуальные редкие земли. А высокое содержание Y соответствует действительности. Вероятно, не весь Y может участвовать в образовании центров окраски. Вопрос требует доизучения. Тем не менее соотношение частот встречаемости зеленого и фиолетового флюорита 3,05, высокое содержание Y (в 3 раза больше, чем во флюоритах собственно флюоритовой формации) позволяет считать их типоморфными признаками флюорита ртутно-сурьмяной формации.

Для формации оптического флюорита типичны преобладание бесцветного, относительное развитие голубого и минимальные частоты встречаемости зеленого и фиолетового флюорита при резкой подчиненности последнего и максимальная величина коэффициента стабильности (3,2). На пределе чувствительности определяются содержания индивидуальных редких земель. $\Sigma TR_{Ce} / \Sigma TR_Y = 0,03$. При этом ΣTR_Y значительно больше ΣTR_{Ce} только за счет высоких содержаний Y, который, если и входит в структуру флюорита, то при отсутствии природного источника радиации (U и Th содержатся в ничтожных количествах) концентрации центров фиолетовой окраски весьма невелики.

Таким образом, первый опыт статистической оценки распространенности цветовых разностей флюорита с рудно-формационных позиций с учетом концентраций редких земель — хромофоров, показал, что 1) распределение цветовых разностей флюорита имеет достаточно четкую рудно-формационную природу, а частоты их встречаемости являются типоморфными признаками; 2) соотношение частот встречаемости зеленых и фиолетовых цветовых разностей, имеющих различную природу окраски, может быть обозначено как коэффициент стабильности условий кристаллизации флюорита; оно может быть показателем меры окислительных условий и дефицита или избытка фтора и кислорода в МС; 3) существует корреляция между этим коэффициентом и соотношением сумм концентраций редких земель церовой и иттровой групп при условии участия Sm и Y в образовании центров окраски; 4) наблюдается закономерное

Таблица 68

Температуры гомогенизации ГЖВ во флюоритах различных рудных формаций

Формация, минеральный тип	Температура, °С	Источник
Редкоземельно-флюоритовая	1050–450 (870–650)	[Файзиев и др., 2000]
Пегматитовая	320–100	[Гордиенко, 1991; Захарченко, Соколов, (1960 г.); Файзиев, 1991; и др.]
Редкометалльно-флюоритовая:		
флюорит-фенакитово-бертрандитовый	410–200	[Архипчук, Кузьмин, 1968; Рипп, 1995]
редкометалльно-апокарбонатно-слюдисто-флюоритовый	370–60	[Порывкин и др., 1976; Терновой, 1986; Рязанцева, 1986]
Грейзеновая, ферберит-берилл-топаз-касситеритово-кварцевый	370–60	[Бойко, 1983]; наши данные
Флюоритовая:		
сульфид-кварцево-флюоритовый	360–50	[Черепанов, 1971; П.А. Котов по: Месторождения Забайкалья, 1995; Файзиев, 1991; и др.]
кальцит-барит-кварцево-флюоритовый	350–50	[Файзиев, 1991; Черепанов, 1971]; наши данные
кальцит-кварцево-флюоритовый	275–60	[П.А. Котов, А.И. Котова по: Месторождения Забайкалья, 1995; Рязанцева, 1986]
кварцево-флюоритовый	270–96	[В.Е. Анферов и др. по: Месторождения Забайкалья, 1995; Булнаев по: Месторождения Забайкалья, 1995; Черепанов, 1971; П.А. Котов по: Месторождения Забайкалья, 1995]; Т.Н. Юргенсон (1983, 1989 гг.)
Ртутно-сурьмяно-флюоритовая	108–46	[Файзиев, 1991]
Оптического флюорита	260–80	[Ермаков, 1972; Файзиев, 1991; Юшкин и др., 1983]

возрастание коэффициента стабильности в ряду минеральных типов от сульфидно-флюоритового к кальцит-кварцево-флюоритовому, а также в ряду формаций: редкометалльно-флюоритовая → редкометалльно-грейзеновая → флюоритовая → ртутно-сурьмяная → оптического флюорита; 5) в приведенном ряду уменьшается температура начала флюоритообразования, соответствующая температуре фтороносного расплава или флюида (табл. 68).

5.3. Типохимизм флюорита месторождений различных формаций и минеральных типов

5.3.1. Стронций и барий

В настоящее время уже имеются сведения о важной типогенной роли Ba и в особенности Sr как индикаторов связи постмагматического процесса с определенными типами магматических горных пород [Гурова, 1971; Щербина, Якубович, 1963; Якубович, Портнов, 1967], об особенностях геохимических про-

цессов и генетических типов месторождений флюорита [Пузанов, Коплус, 1973]. В то же время геохимия Sr и Ba во флюоритах и во флюоритообразующем процессе изучена за редкими исключениями далеко не полно. Особенности распределения Sr во флюоритах месторождений Украины приведены Е.П. Гуровой [1971], Забайкалья — А.А. Черепановым [1971] и А.А. Ивановой [1974], Центрального Таджикистана — А.Р. Файзиевым, Г.А. Юргенсоном [1975], А.Р. Файзиевым [1991]. В этой связи представляется целесообразным рассмотреть особенности распределения указанных химических элементов во флюоритах с рудно-формационных позиций.

Необходимость и плодотворность изучения этого вопроса определяется хотя бы уже тем, что довольно высокие концентрации Sr и Ba были зафиксированы в газово-жидких включениях во флюоритах из месторождений и рудопроявлений различных генетических типов — собственно флюоритовых, ртутно-сурьмяных и пегматитовых. Вместе с тем собственные минералы Sr и Ba в рудных телах этих месторождений встречаются относительно редко. Эта особенность кроется в том, что для образования самостоятельных минеральных фаз требуются очень высокие концентрации Sr и Ba в растворе, так как потенциалы их ионизации довольно низки. Лишь на некоторых месторождениях флюорита Южного Гиссара и Каратегина (Такоб, Красные Холмы, Могов, Саркори-Шариф), Забайкалья (Абагайтуйское, Усуглинское и др.), ртутно-сурьмяных месторождениях северного склона Гиссарского хребта (Иджам) и месторождений оптического флюорита в Зеравшанском хребте (Кули-Калон) и некоторых других обнаружен в продуктах заключительных стадий процесса минералообразования. Целестин же описан только в рудах месторождения Могов [Файзиев, 1972, 1991]. Во всех случаях эти минералы формируются в конце процесса и, по-видимому, в тех случаях, когда изоморфная емкость решетки флюорита заполнена и Ba со Sr, оставаясь и накапливаясь в растворах, высаживаются в виде собственных минеральных фаз.

Анализ имеющихся литературных данных [Гурова, 1971; Пузанов, Коплус, 1973; Иванова, 1974; Файзиев, Юргенсон, 1975; Файзиев, 1991], а также собственного аналитического материала с рудно-формационных позиций представлен в табл. 69.

Стронций. Высокое среднее содержание Sr (0,224 %) обнаружено во флюоритах из пегматитов щелочных пород Дараи-Пиеза, а также в образцах флюорита зональных эвдиалитовых пегматитов, связанных с нефелиновыми сиенитами (0,240–0,253 %). Во флюоритах незональных разностей пегматитов Sr несколько меньше (0,195–0,210 %). Небезынтересно отметить, что минералы, сопутствующие флюориту в эвдиалитовых пегматитах, также содержат много Sr. Флюорит из гранитного пегматита Тро, напротив, содержит ничтожно малое его количество (0,001–0,003 %).

Флюориты месторождений грейзеновых формаций также обогащены Sr ($\bar{x}$ = 1000 г/т при V = 82 %). При этом наиболее высокие его содержания обнаружены в апокарбонатных грейзенах, наименьшие — в редкометалльных грейзенах по гранитам.

Флюориты месторождений флюоритовой формации содержат Sr в широковарьирующих концентрациях. Они относительно минимальны для флюоритов

Таблица 69

Содержание элементов-примесей во флюоритах месторождений различных рудных формаций (x, г/т; V, %)

Формация, минеральный тип	Ba			Sr			Be			Mn			Y			ΣTR		
	n	$\bar{x}$	V	n	$\bar{x}$	V	n	$\bar{x}$	V	n	$\bar{x}$	V	n	$\bar{x}$	V	n	$\bar{x}$	V
Флюоритовая:																		
кварцево-флюоритовый	38	37	175	52	527	196	31	7	177	38	67	339	38	56	179	19	208	56
кальцит-баритово-кварцево-флюоритовый	64	273	269	68	468	282	50	20	178	38	61	250	73	38	103	9	213	87
кальцит-кварцево-флюоритовый	18	38	206	19	2878	169	17	30	136	18	37	175	10	95	104	10	404	103
сульфидно-флюоритовый	36	103	128	28	699	202	30	15	103	15	9	106	48	74	165	9	168	55
Ртутно-сурьмяно-флюоритовая	15	65	57	14	84	76	13	1,7	45	14	8	98	15	22	76	15	32	36
Оптического флюорита	12	84	49	12	92	57	12	2,7	98	—	—	—	12	40	62	—	44	—
Грейзеновая	13	167	141	13	1000	82	9	2,6	49	15	132	86	5	400	74	11	620	74
Пегматитовая:																		
щелочной	4	302	24	4	2245	10,2	4	3	27	—	—	—	5	208	19	5	792	67
кислый	4	65	17	4	20	14	—	—	—	—	—	—	6	702	76	—	—	—

кальцит-баритово-флюоритового типа ($\bar{x}$ = 468 г/т при V = 282 %) и максимальны для кальцит-кварцево-флюоритового ($\bar{x}$ = 2878 г/т при V = 169 %). Флюориты кварцево-флюоритового и сульфид-кварцево-флюоритового типов контрастно не различаются по содержанию Sr (соответственно $\bar{x}$ = 527 г/т при V = 196 % и $\bar{x}$ = 699 г/т при V = 202 %). Тем не менее внутри минеральных типов в зависимости от условий минералообразования содержание Sr значительно выше во флюоритах месторождений, связанных с гранодиоритами (250 г/т, месторождение Куляк), с биотитовыми гранитами (116–122 г/т, Комсомольское и Бигар). Еще разительнее это проявляется при сопоставлении флюоритов из месторождений, локализованных в нефелиновых сиенитах (570–590 г/т, Турпинское) и альбитового сиенита (100 г/т, Сабах). В рудных телах месторождений рассматриваемых минеральных типов содержание Sr закономерно изменяется в последовательно образованных генерациях.

Содержание Sr в образцах флюоритов месторождений оптического сырья меняется в более узких пределах и составляет 30–180 г/т. Несмотря на это, среднее его содержание приближается к таковому во флюоритах плавиковошпатовых месторождений. Среднее содержание Sr в месторождениях Кули-Калон, Пушневат и Джушхар измеряется в тысячных долях процента, а во флюорите Казнока концентрация его достигает 18 г/т. Среднее содержание Sr для всего минерального типа составляет 92 г/т при V = 57 %.

Стронций во флюоритах из ртутно-сурьмяных месторождений отмечается обычно в количестве 60–100 г/т. Однако в образце из Иджама, в котором флюорит находится в парагенезисе с баритом [Файзиев, 1991], зафиксировано 300 г/т Sr. Самое низкое содержание Sr (20–30 г/т) во флюоритах этого типа месторож-

дений обнаружено в образце из Маргузора. Во флюоритах ртутно-сурьмяных месторождений также наблюдается повышение средних содержаний Sr от ранних генераций к поздним, но они здесь менее контрастны.

Сравнение результатов анализов показывает, что содержание Sr в различных генерациях флюорита плавиковошпатовых месторождений увеличивается от ранних к поздним. Так, если среднее содержание Sr во флюорите I месторождения Красные Холмы составляет 25 г/т, то его концентрация в поздней (III) генерации флюорита на этом месторождении почти в 10 раз выше (рис. 114). Увеличение концентрации Sr от ранних генераций к поздним наблюдается и в других месторождениях.

При изучении флюоритов из различных горизонтов некоторых месторождений выявляется уменьшение содержания Sr с глубиной. Например, если во флюорите I с горизонта 1694 м Верхнебигарского месторождения предел колебания Sr составляет 10–50 г/т, то в этой генерации флюорита с горизонта 1787 м содержится 240–250 г/т Sr.

Во флюоритах месторождений Забайкалья содержания Sr варьируют в достаточно широких пределах. Максимальные его концентрации установлены в месторождениях Гарсонуйского поля.

Из анализа табл. 70, где приведены новые данные по содержанию Sr во флюоритах Забайкалья, полученные рентген-флюоресцентным анализом (АРФ-6, ЗабНИИ, аналитики Э.Г. Козаченко и И.А. Борисова), следует, что концентрации Sr имеют широкие пределы вариаций ($V = 35–100$ %). Минимальны концентрации Sr в зеленых флюоритах, максимальны — в желтых. Характерно, что во флюоритах Абагайтуйского, Калангуйского, Начирского и Олимпийского, независимо от минерального типа месторождения, Sr накапливается преимущественно в желтых его разностях. Эти данные в принципе подтвердили результаты изучения флюоритов, приведенные А.А. Ивановой [1974].

Барий. Содержание Ba во флюоритах также варьирует в широких пределах (см. табл. 69). Самое высокое его среднее содержание (0,03 %), так же как и Sr, характерно для флюоритов из пегматитов нефелиновых сиенитов, как было показано ранее на примере проявления Дараи-Пиеза [Файзиев, Юргенсон, 1975]. В образцах флюорита гранитных пегматитов, например Тро, среднее значение концентрации Ba составляет 0,006 %.

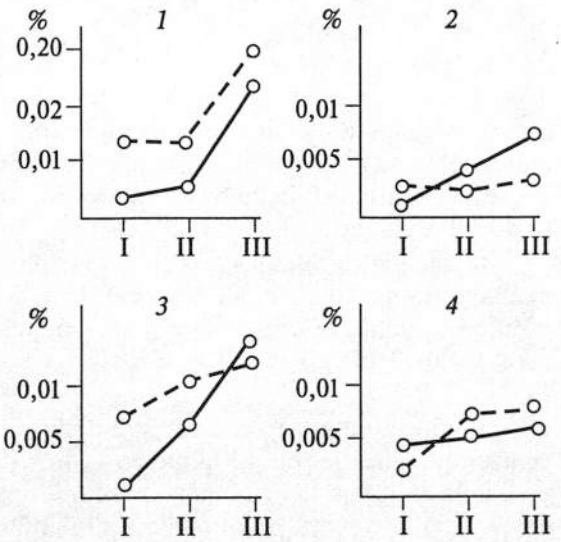


Рис. 114. Поведение Sr (сплошные линии) и Ba (пунктирные) во флюорите разных генераций.

Месторождения: *1* — Красные Холмы; *2* — Кальтуч; *3* — Верхний Бигар; *4* — Саркори-Шариф [Файзиев, Юргенсон, 1975]. I–III — генерации флюорита.

Таблица 70

Распространенность Sr во флюоритах Забайкалья (средние значения по месторождениям), г/т

Месторождение	Флюорит			
	зеленый	фиолетовый	желтый	коричневый
Солонечное	1508	1760	—	—
Усуглинское	1120	294	—	—
Стрельцовское	228	3240	—	—
Нижнечикойское	—	169	—	212
Брикачанское	—	178	—	—
Монгойское	112	72	16	—
Третьяковское	80	14	—	282
Наранское	275	710	—	—
Калангуйское	—	934	2531	1727
Олимпийское	42	4	820	32
Абагайтуйское	1289	1825	2325	1252
	$n = 68$	$n = 76$	$n = 17$	$n = 19$
	$\bar{x} = 582$	$\bar{x} = 1013$	$\bar{x} = 1879$	$\bar{x} = 788$
	$V = 98\ \%$	$V = 100\ \%$	$V = 33\ \%$	$V = 76\ \%$

В образцах из месторождений и проявлений собственно флюоритовой формации пределы колебания содержаний Ba велики. Например, для флюорита месторождений Центрального Таджикистана [Файзиев, Юргенсон, 1975] максимальное среднее значение концентраций Ba характерно для флюоритов из месторождения Красные Холмы (0,039 %). В большинстве анализированных образцов из этого месторождения содержание Ba составляет сотые, а в одном случае даже и десятые доли процента. Только один образец прозрачного бесцветного флюорита содержит всего 0,003 % Ba. На этом месторождении присутствует барит, который совместно с флюоритом образует большие скопления, в особенности в заключительной стадии минерализации [Файзиев, 1991]. Сотые доли процента Ba содержат также флюориты месторождений Верхний Бигар (0,02 %), Бигар (0,016 %), Комсомольское (0,018 %), Азрек (0,015 %), Диамалик (0,01 %), Сабах (0,01 %) и отдельные образцы из месторождений Анкуч и Могов. В большей части образцов из двух последних месторождений, а также во флюоритах Иосского, Оджукского, Чапдаринского, Кулякского, Муджихарвского и Тунихарвского рудопроявлений содержания Ba составляют только тысячные доли процента. Наиболее низкая концентрация Ba зафиксирована во флюоритах из месторождений Кальтуч (0,002 %), Кандара (0,003 %) и Такоб (0,002 %).

В образцах из месторождений оптического флюорита концентрации Ba несколько меньшие. Так, во флюоритах из Казнокского и Куликалонского месторождений содержание Ba достигает первых сотых долей процента (соответственно 0,0113 и 0,01 %), а в образцах из Джушхара и Пушневата еще меньше (0,003–0,005 %).

Наиболее низкие концентрации Ba во флюоритах ртутно-сурьмяных месторождений. Среднее содержание его в образцах из Канчоча, Тау-Таш, Валанги-Дароз и Турк-Парида составляет соответственно лишь 0,0057; 0,0063; 0,007 и 0,007 %. В этом типе месторождений наиболее низкая концентрация Ba (0,002 %)

характерна для флюорита из Маргузора, а самая высокая — из Иджама (0,017 %) и Кавнока (0,01 %). Уже было отмечено, что в ассоциации с флюоритом на Иджамском месторождении присутствует барит.

Первые систематизированные данные о распределении Ba во флюоритах месторождений Восточного Забайкалья приведены в работе А.А. Ивановой [1974]. Она показала, что высокие концентрации Ba присутствуют в зеленых (0,1–1,0 %) и некоторых бесцветных (0,6 %) и других (без указания окраски, 0,01 %) флюоритах Абагайтуйского и Ново-Бугутурского (0,05 %) месторождений. До 0,4 % Ba установлено было в фиолетовом флюорите Калангуйского и 0,5 % в зеленом флюорите Савинского № 5. Определение Ba количественным спектральным анализом в 126 образцах месторождений различных рудных формаций выполнено в лаборатории ЗабНИИ (аналитик Н.М. Дробышева, чувствительность 0,0001 %).

Обработка результатов этих анализов с учетом данных А.А. Ивановой [1974] и А.А. Черепанова [1971] представлена в табл. 71. Из нее видно, что максимальные содержания Ba характерны для флюоритов Савинского № 5, Абагайтуйского, Калангуйского, Ново-Бугутурского и Наранского месторождений. При этом в большинстве месторождений, за исключением Наранского и Олимпийского, наиболее высокие концентрации Ba зафиксированы в фиолетовом или сине-фиолетовом флюорите, обычно слагающем II и более поздние генерации. Среднее значение концентраций Ba для флюоритов всей выборки рассмотренных месторождений оказалось наиболее высоким для зеленых флюо-

Таблица 71

Содержание Ba в цветовых разностях флюорита месторождений Забайкалья, г/т

Месторождение	Флюорит				
	зеленый	фиолетовый	бесцветный	желтый	коричневый
Абагайтуйское	835	1775	798	283	14
Ново-Бугутурское	321	378	15	—	—
Наранское	135	8	7	—	—
Таборное	4,1	—	6	—	—
Олимпийское	13	8	—	3,2	17
Нижнечикойское	17	19	7	—	—
Монгойское	32	48	13	—	—
Стрельцовское	7	119	—	—	—
Оцолуйское	1,6	5	—	—	—
Солонечное	2,1	3,2	—	—	—
Брикачанское	3	8	—	—	—
Третьяковское	1,8	6	—	—	—
Калангуйское	—	802	—	56	12
Хурайское	—	209	—	3	—
Иволгинское	—	16	1	—	—
Степное	7	—	2	—	—
Усуглинское	6	7	3	—	—
Савинское № 5	3206	Не обн.	302	—	
	$n = 69$	$n = 30$	$n = 12$	$n = 9$	$n = 6$
	$\bar{x} = 306$	$\bar{x} = 227$	$\bar{x} = 115$	$\bar{x} = 96$	$\bar{x} = 14$
	$V = 263$ %	$V = 204$ %	$V = 211$ %	$V = 137$ %	$V = 17$ %

ритов. Это связано с большим вкладом в среднее значение флюорита Савинского № 5, так как там фиолетовый флюорит вообще слабо развит. Без вклада флюоритов этого месторождения, флюоритовая минерализация которого относится к грейзеновой формации, среднее значение содержания Ba составляет 98,85 г/т при $V = 223$ %. Общая тенденция в распределении Ba во флюоритах выглядит таким образом (по убыванию концентраций): зеленый → фиолетовый → бесцветный → желтый → коричневый.

Минимальные концентрации Ba характерны для месторождений кварцево-флюоритового (37 г/т при $V = 175$ %) и кальцит-кварцево-флюоритового типов (38 г/т при $V = 206$ %), максимальные — для флюоритов кальцит-барит-кварцево-флюоритового (273 г/т при $V = 269$ %) и щелочных пегматитов (302 г/т при $V = 24$ %). Переходные значения концентраций присущи внутри собственно флюоритовой формации флюориту сульфидно-флюоритового типа (103 г/т при $V = 128$ %), а также ртутно-сурьмяно-флюоритовой формации (65 г/т при $V = 57$ %), оптического флюорита (84 г/т при $V = 49$ %) и редкометалльно-грейзеновой формации (167 г/т при $V = 141$ %).

В целом по статистическим характеристикам концентраций Ba с учетом данных по барионосности цветовых разностей среди всех других однозначно идентифицируются флюориты кальцит-барит-кварцево-флюоритового типа и пегматитовые.

Для флюоритов большинства месторождений характерно возрастание содержания Ba от ранних (зеленых и слабоокрашенных) флюоритов к более поздним фиолетовым и поздним бесцветным или слабоокрашенным.

Увеличение содержания Ba, так же как и Sr, от ранних генераций к поздним хорошо видно на рис. 114.

Стронций-бариевое отношение по цветовым разностям флюоритов варьирует различным образом (табл. 72). Для месторождений Забайкалья наиболее контрастно эта величина меняется при сопоставлении месторождений кварцево-флюоритового типа. Максимальна эта величина для флюорита Солонечного месторождения, характеризующегося очень низкими концентрациями Ba, минимальна (2,0) также для типичного представителя этого типа — Наранского месторождения. Эта группа месторождений характеризуется и максимальным средним значением величины рассматриваемого отношения как для зеленых, так и для фиолетовых разностей флюорита при очень большом значении коэффициента вариации. Из анализа табл. 72 следует, что для Забайкалья типоморфным признаком кварцево-флюоритового типа кварцево-флюоритовой формации однозначно может быть сопряженное соотношение концентраций Sr и Ba в зеленом и фиолетовом флюорите, а также присутствие в существенном количестве только этих и бесцветной разности.

Для сульфид-кварцево-флюоритового типа типоморфна ассоциация фиолетового, желтого и коричневого флюоритов и соответственно величина возрастающей в ряду этих цветовых разностей стронций-бариевого отношения (1,2; 45; 144). Подобные соотношения в их сочетании отсутствуют у флюоритов других минеральных типов.

Кальцит-кварц-баритово-флюоритовый тип характеризуется близкими величинами соотношений Sr и Ba для зеленых и фиолетовых разностей, присут-

Таблица 72

Стронций-бариевое отношение в цветовых разностях флюорита Забайкалья

Минеральный тип, месторождение	Флюорит			
	зеленый	фиолетовый	желтый	коричневый
Сульфидно-кварцево-флюоритовый, Калангуйское	—	1,2	45,2	143,9
Кварцево-флюоритовый:				
Солонечное	754	880	—	—
Усуглинское	187	42	—	—
Стрельцовское	33	27	—	—
Брикачанское	40	22	—	—
Монгойское	3,5	1,5	1,2	—
Третьяковское	80	2,3	—	—
Наранское	2,0	88,8	—	—
	$n = 47$; $\bar{x} = 162$; $V = 154$ %	$n = 47$; $\bar{x} = 152$; $V = 196$ %	1,2	
Кальцит-кварц-баритово-флюоритовый, Абагайтуйское	1,5	1,6	8,2	89
Кальцит-кварцево-флюоритовый, Олимпийское	3,2	0,5	273	1,9

ствием желтого и коричневого флюоритов и высокими величинами Sr/Ba в них (8 и 89 соответственно).

Кальцит-кварцево-флюоритовый тип отличается слабым развитием зеленых и фиолетовых разностей при преобладании Ba над Sr в фиолетовом флюорите, максимальным развитием желтой и коричневой разности флюорита и максимальным (273) значением величины Sr/Ba в первой и минимальной — (~2) — во второй.

Сравнение Sr/Ba во флюоритах месторождений Центрального Таджикистана позволяет отметить следующее [Файзиев, Юргенсон, 1975]. В месторождениях и рудопроявлениях кальцит-баритово-кварцевого минерального типа, где это отношение меньше единицы, в ассоциации с флюоритом в жилах обычно встречается барит, причем чем оно меньше, тем больше количество барита. Например, наименьшее значение Sr/Ba (0,2) характерно для флюоритов месторождения Красные Холмы, в котором барит образует большие скопления. Напротив, в месторождениях и рудопроявлениях, где этот минерал не обнаружен (Иос, Тунихарв, Чапдара, Куляк и др.) или же он имеет спорадическое развитие (Кальтуч), Sr/Ba > 1. Такая же закономерность наблюдается и среди флюоритов месторождений других формаций. Так, во флюоритах из большинства месторождений оптического флюорита, в ассоциации с которыми барит не обнаружен, Sr/Ba > 1 (Джушхар, Пушневат, Казнок), а на месторождении Кули-Калон, где имеется этот минерал, оно примерно в 3 раза меньше. Во флюоритах ртутно-сурьмяных месторождений Sr/Ba около 1 или немногим >1. Только во флюорите из Иджама это отношение достигает 2. Среди проявлений кварцево-сульфидно-флюоритового типа самое высокое значение Sr/Ba (5,9) наблюдается во флюоритах из рудопроявления Турпи, связанного с нефелиновыми сиенитами. Во флюоритах из Сабахского рудопроявления, находящегося

среди альбитизированных сиенитов, оно почти в 6 раз меньше. Интересна в этом отношении величина Sr/Ba во флюоритах из пегматитов. Если в образцах флюоритов, генетически связанных с нефелиновыми сиенитами, это отношение достаточно высокое (7,5), то во флюоритах гранитных пегматитов оно наименьшее (0,3), что дает возможность использовать Sr/Ba в качестве индикатора условий образования минерала.

Таким образом, общей особенностью флюоритов месторождений флюоритовой формации является то, что средняя величина Sr/Ba в них ≥ 1 < 2. Исключение составляют месторождения кварцево-флюоритового типа, для которого этот признак однозначно типоморфен, но при использовании раздельно вычисленных величин Sb/Ba для зеленой и фиолетовой разностей. В образцах флюоритов из месторождений оптического флюорита оно немногим >1 и составляет 1,06. Лишь несколько больше (1,11) среднее значение этого отношения во флюоритах месторождений Sb и Hg. Средняя величина Sr/Ba во флюоритах пегматитов, как уже было отмечено, сильно варьирует в зависимости от связи их со щелочными или кислыми магмами.

Показательно, что почти все фигуративные точки содержаний Sr и Ba лежат в пределах единого поля, ограниченного двумя параллельными линиями с небольшим смещением центра тяжести в сторону линии Ba (рис. 115). При этом достаточно четко разграничивается только участок распределения фигуративных точек, относящихся к флюоритам из пегматитов, генетически связанных с щелочными породами, которые расположены в верхней части верхней линии ограничения. Вдоль этой же линии располагаются фигуративные точки содержаний Sr и Ba во флюоритах проявлений, связанных также со щелочными породами. Напротив, точки флюоритов гранитных пегматитов размещены в нижней части нижней линии. В распределении точек содержаний Sr и Ba во флюоритах всех остальных типов, для которых генетическая связь с определенными типами пород не установлена, нет определенной закономерности. Разброс этих точек значителен и они лежат вдоль широкой полосы между верхней и нижней линиями ограничения.

Для выяснения линейной зависимости содержания Sr и Ba были определены оценки коэффициентов корреляции, результаты которых указывают на их тесную положительную корреляционную связь, свидетельствующую об общности геохимической истории этих элементов. Вычисленные коэффициенты корреля-

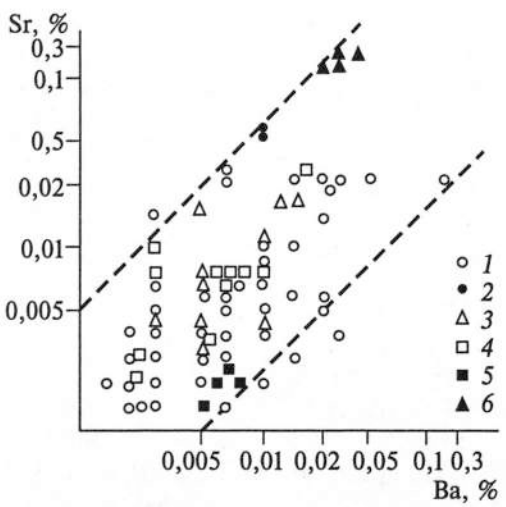


Рис. 115. Соотношение содержания Sr и Ba во флюоритах месторождений Центрального Таджикистана.

1 — плавиковошпатовые, генетическая связь которых с магматическими породами определенного состава не установлена; *2* — плавиковошпатовые, генетически связанные с щелочными породами; *3* — оптический флюорит; *4* — ртутно-сурьмяные; *5* — гранитные пегматиты; *6* — пегматиты нефелиновых сиенитов.

ции оказались значимыми как при 5%-ном, так и 1%-ном уровне значимости. Наиболее сильная связь Sr с Ba (0,759) наблюдается во флюоритах месторождений оптического сырья. Минимальное значение величины *r* (0,567) характерно для образцов флюорита флюоритовой формации. Величина коэффициентов корреляции для флюоритов ртутно-сурьмяных месторождений и пегматитов одинаковая и равна 0,65 [Файзиев, Юргенсон, 1975].

Как было отмечено, содержание Sr и Ba возрастает от ранних генераций к поздним. Но если разница между первыми и последними генерациями в содержании Sr значительна, то для Ba она обычно невелика. Как следствие, в большинстве случаев от первой генерации к последней возрастает во флюоритах и величина Sr/Ba. Это, по-видимому, связано со снижением температуры, увеличением кислотности растворов и концентраций рассматриваемых элементов.

Исследования проб флюоритов из различных горизонтов месторождений, а также из месторождений с разными гипсометрическими отметками, расположенными среди однотипных пород и недалеко друг от друга, показывают, что с возрастанием глубины концентрация Sr и Ba во флюорите уменьшается. При этом наиболее сильные изменения присущи концентрациям Sr, а также и величине Sr/Ba. Например, если во флюорите I из самого верхнего горизонта Верхнебигарского месторождения оно равно 0,5, то на нижних горизонтах — 0,35. По-видимому, увеличение Sr/Ba в верхних частях флюоритовых жил является следствием повышения кислотности раствора, функционально связанного с уменьшением его температуры, если исходить из величин электроотрицательностей Sr (1,0) и Ba (0,85).

Характерная черта распределения Sr и Ba во флюоритах — отсутствие зависимости их концентраций от стронцие- и барие носности вмещающей среды. В самом деле, несмотря на то, что флюоритовые месторождения Южного Гиссара и Каратегина расположены среди гранитоидов различной основности с различным средним содержанием Sr и Ba (содержание Sr в наиболее основных разновидностях пород 660 г/т, в наиболее кислых — 20 г/т [Могаровский, Мельниченко, 1967]), концентрация их во флюоритах здесь более или менее одинакова. Во флюоритах месторождений, локализованных среди биотит-роговообманковых гранодиоритов (например, Кальтуч, Тунихарв), содержится меньше Sr и Ba, чем в этом минерале из месторождений, находящихся среди пород менее основного состава — биотитовых гранитов (Бигар, Верхний Бигар). Примерно такое же среднее содержание Sr и Ba, как в месторождениях среди силикатных пород, обнаруживается в образцах флюоритов из месторождений оптического сырья, ртути, сурьмы, находящихся в известково-сланцевых породах (в известняках из района месторождения Кули-Калон содержится: SrO — 0,91 %, BaO — следы; в сланцах: SrO — не обнаружено, BaO — 0,07 % [Файзиев, 1991]). Это также свидетельствует о том, что концентрация Sr и Ba зависит не столько от содержания данных элементов во вмещающих флюоритовые жилы породах, сколько от геохимической специализации магматического минералообразующего раствора-расплава.

Особенности распределения Sr и Ba во флюорите позволяют считать, что на изоморфное вхождение этих элементов в решетку флюорита влияет кислот-

ность-щелочность среды, соотношения концентраций Ca, Sr и Ba во флюиде, скорость изменения его физико-химических характеристик.

В связи с тем, что от ранних генераций флюорита к поздним наблюдается некоторое повышение кислотности среды минералообразования, увеличивается вероятность вхождения Sr и Ba в наиболее поздние генерации флюорита. Это связано с тем, что они являются слабыми основаниями и охотнее замещают Ca при усилении кислотности МС.

Наряду с кислотностью-щелочностью среды на вхождение Sr и Ba в решетку флюорита влияют, по-видимому, и соотношения концентрации Ca, Sr и Ba в МС, что экспериментально было доказано для барита Р. Штарке [Starke, 1963]. По данным этого исследователя, чем меньше концентрация Ba в растворе, тем большее количество Sr может изоморфно входить в решетку барита. Сказанное справедливо и по отношению к флюоритам изученных нами месторождений. Ранние генерации флюорита, которые кристаллизовались из растворов с более высокой концентрацией Ca и образующих обычно промышленную минерализацию, беднее Sr, чем поздние, выделившиеся из менее концентрированных (в отношении Ca) растворов [Файзиев, Юргенсон, 1975].

О влиянии скорости кристаллизации на изоморфное вхождение Sr и Ba в кристаллическую решетку флюорита можно судить, в частности, по тому, что в мелкозернистых арегатах флюорита I (обр. 307) из Верхнего Бигара Sr содержится в 5, а Ba — 1,4 раза меньше, чем в монокристаллах этой же генерации.

Между Sr и Ba во флюоритах существует тесная положительная корреляционная связь, свидетельствующая об общности геохимической истории этих элементов. Результаты анализов показывают, что концентрации Sr, а также Sr/Ba можно использовать в качестве геохимических индикаторов связи флюоритовой минерализации с определенными типами магматических пород.

Таким образом, содержание Sr и Ba и величина Sr/Ba растут от ранних генераций флюорита к поздним и от глубоких горизонтов месторождений к поверхности. Эти изменения связаны не столько с понижением температуры, сколько с изменением кислотности-щелочности растворов, изменением давлений и скорости кристаллизации. Закономерное изменение Sr/Ba во флюоритах позволяет использовать этот параметр как индикатор изменения щелочности раствора.

5.3.2. Примеси марганца

Для флюоритов редкометалльных рудных полей ранней щелочной стадии минерализации пегматитоподобных образований и скарнов, по данным В.В. Тернового [1986], характерны высокое содержание Mn^{2+} и практически полное отсутствие TR. Высокие содержания Mn^{2+} типичны также и для флюоритов эндогрейзенов, образующихся в кислотную стадию. В этих флюоритах наряду с Mn^{2+} присутствует Tb^{3+}. Флюорит относительно низкотемпературных кварцево-карбонатно-флюоритовых жил отличается низкими содержаниями Mn^{2+} и сравнительно высокими при незначительном коэффициенте вариации — Yb^{2+}, Eu^{2+}, Tb^{3+}, Dy^{3+}, Ho^{3+}. В.В. Терновым [1986] установлено, что в процессе постмагматического минералообразования поведение Mn и TR претерпевает

существенные изменения, которые сводятся к тому, что в раннюю щелочную стадию флюориты обогащаются Mn, в кислотную — Mn и TR в основном цериевой группы. Флюорит поздней щелочной стадии не содержит существенных примесей Mn^{2+}, обогащен TR иттровой группы.

Флюориты месторождений рассматриваемых рудных формаций содержат марганец в относительно небольших концентрациях и пределы средних содержаний составляют 8–132 г/т при значительном коэффициенте вариации: $V = 86–339$ % (см. табл. 69). Максимальные средние содержания Mn характерны для флюорита грейзеновой формации (132 г/т при 86 %), минимальные — ртуть-сурьмяно-флюоритовой ($\bar{x} = 8$ г/т при $V = 98$ %), а также для сульфид-кварцево-флюоритового типа ($\bar{x} = 9$ г/т при $V = 106$ %). Очень близки содержания Mn и во флюоритах кварцево-флюоритового ($\bar{x} = 67$ г/т при $V = 339$ %) и кальцит-барит-кварцево-флюоритового типов ($\bar{x} = 61$ г/т при $V = 250$ %). Анализ чисел табл. 69 свидетельствует о том, что в качестве типоморфного признака и критерия для рудно-формационного анализа отличия флюоритов грейзенов и сульфидоносных флюоритовых жил однозначно могут быть использованы средние значения содержаний в них Mn. Концентрации Mn^{2+} в акцессорном флюорите гранитных куполов [Типоморфизм минералов, 1989] особенно в участках грейзенизации могут быть использованы как дополнительный признак.

5.3.3. Примеси бериллия

Несмотря на указания многих авторов о чрезвычайно низких концентрациях Be во флюоритах, сопоставимых с его содержаниями в биотитовых гранитах (1–10 г/т) [Беус, 1964], имеются указания и на более высокие содержания.

Бериллий определен методом количественного спектрального анализа, чувствительность которого 0,0001 %, а суммарная квадратичная ошибка 12–15 %. Анализы выполнены в лаборатории ЗабНИИ МГ СССР (г. Чита) Н.М. Дробышевой.

Например, в некоторых образцах флюорита из Приазовья количество его достигает 0,01 % [Щербина, Якубович, 1963]. Еще более высокое содержание (0,005–0,05 %) отмечено в отдельных образцах из Колорадо [Allen, 1952]. Из 79 образцов флюорита месторождений Центрального Таджикистана Be установлен в 50. Концентрации варьируют в пределах 1–50 г/т (табл. 73) [Файзиев, Юргенсон, 1977].

Результаты статистической обработки анализов флюоритов Центрального Таджикистана показали, что распределение Be в них не противоречит нормальному закону (табл. 74).

Наименьшая величина среднего содержания Be характерна для флюоритов ртутно-сурьмяных месторождений (0,00012 %). В образцах из месторождений оптического флюорита она несколько выше (0,00027 %). Флюориты из месторождений флюоритовой формации отличаются сравнительно высокой величиной среднего содержания Be, причем максимальная его концентрация характерна для ранних генераций флюорита из нижних горизонтов крупных месторождений. Для флюоритов мелких рудопроявлений и поздних генераций крупных ме-

Таблица 73

Содержание Be во флюоритах из месторождений и рудопроявлений Центрального Таджикистана, %

Рудная формация, минеральный тип, месторождение	Номер пробы	Генерация	Be	Рудная формация, минеральный тип, месторождение	Номер пробы	Генерация	Be
Флюоритовая, кальцит-барит-кварцево-флюоритовый:				Бигар	384	I	0,0015
					391	I	0,0015
Тунихарв	3[3]	I	0,0015		393	II	0,0005
	7[2]	II	0,0001		394	III	0,0002
	5	III	0,0001	Диамалик	422	I	0,0040
Кальтуч	46	I	0,0020	Саркори-Шариф	79	I	0,0002
	50	II	0,0001	Комсомольское	19	—	0,0001
	45	III	0,0003	Турпи	1360	—	0,0026
Красные Холмы	27	I	0,0003	Оптического флюорита:			
	30[к]	I	0,0001	Кули-Калон	198	—	0,0003
	30[л]	III	0,0001	Пушневат	231	I	0,0002
Могов	91	—	0,0001		231[а]	II	0,0001
Иос	95	I	0,0003	Казнок	234	—	0,0003
	95/1	II	0,0001		235	—	0,0003
Гажин	94	—	0,0003		241	—	0,0003
Чапдара	97	—	0,0003		246	—	0,0010
Сульфид-кварцево-флюоритовый:					247	—	0,0005
Такоб	225	—	0,0050	Ртуть-сурьмяно-флюоритовая:			
	226	—	0,0050	Канчоч	134	—	0,0001
Кандара	227	—	0,0010	Валанги-Дароз	136	I	0,0002
Верхний Бигар	307	I	0,0030		136/11	II	0,0001
	307[а]	I	0,0003	Тау-Таш	143	I	0,0003
	348	I	0 ,0005		143/1	II	0,0002
	308	I	0,0030	Иджам	141	—	0,0001
	349	II	0,0040	Пегматитовая, Дараи-Пиез			
	332	III	0 ,0003		846	—	0,0004
	350	III	0,0003		859	—	0,0002
	379	—	0 ,0001		914	—	0,0003

Таблица 74

Некоторые статистические оценки содержаний Be во флюоритах Центрального Таджикистана, г/т

Рудная формация, минеральный тип, месторождение	Объем выборки	$\bar{x}$	V, %
Флюоритовая:			
флюорит ранней генерации	12	28,4 ± 8,3[1]	49,4
флюорит поздней генерации	39	1,43 ± 0,4	90,2
Месторождения оптического флюорита	12	2,7 ± 1,5	98,1
Ртутно-сурьмяная	10	1,2 ± 0,5	71,6
Пегматитовая	6	1,75 ± 1,2	84,5

[1] Доверительные интервалы для среднего арифметического с $P \approx 0{,}95$.

сторождений, так же как и флюоритов месторождений оптического флюорита и ртутно-сурьмяных, характерно низкое значение $\bar{x}$.

Содержание Be от ранних генераций флюорита к поздним, за небольшими исключениями, уменьшается. Так, если флюорит I Диамаликского месторождения содержит 40 г/т Be, то в последующих его генерациях (II–III) он не обнаруживается. Уменьшение содержания Be от ранних генераций к поздним наблюдается также и во флюоритах из месторождений Тунихарв, Кальтуч, Иос, Бигар, Тау-Таш и др.

Установлено увеличение содержания Be с глубиной. В частности, во флюорите I с горизонта 1694 м Верхнебигарского месторождения (обр. 307) содержание его в 6 раз больше (0,003 %), чем в образце этой же генерации (обр. 348) с горизонта 1787 м (0,0005 %). Флюориты из месторождений Такоб и Кандара, содержащие максимальное количество Be, отобраны из самых глубоких горизонтов этих месторождений [Файзиев и др., 1977].

В пределах одной группы генераций зернистые агрегаты флюорита содержат значительно большее количество Be по сравнению с монокристаллами. Например, если в мелко-среднезернистых агрегатах флюорита I (обр. 307) месторождения Верхний Бигар содержится 30 г/т Be, то в кристаллах кубического габитуса (обр. 307[а]) — всего 3 г/т. Об этом же свидетельствует отсутствие примеси Be в монокристаллах из месторождения Красные Холмы, хотя в зернистых агрегатах флюорита его содержание 1–3 г/т. Отсутствие Be в большинстве образцов флюорита месторождения Могов отчасти можно объяснить тем, что анализировались монокристаллы флюорита, которые здесь встречаются в больших количествах.

Намечается некоторая зависимость концентрации Be от температуры образования флюорита. При прочих равных условиях более высокотемпературные разности флюорита содержат больше Be. Например, ранний флюорит из Диамаликского месторождения, температура гомогенизации газово-жидких включений в котором 360–290 °С, содержит 40 г/т Be, а в составе поздних генераций флюорита с температурой гомогенизации 185–130 °С Be не обнаружен. Более того, флюориты из высокотемпературных месторождений (Такоб, Кандара и др.) содержат также больше Be.

Можно полагать, что Be является неструктурной примесью во флюорите, поскольку присутствие его в решетке флюорита нельзя удовлетворительно объяснить с точки зрения существующих представлений об изоморфизме. В первую очередь это связано со значительной разницей в ионных радиусах Ca (0,106 нм) и Be (0,034 нм). Предполагается, что комплексные соединения Be с F находятся в дислокациях и дефектах кристаллической решетки флюорита в виде адсорбированной или интерстициальной примеси [Щербина, Якубович, 1963], поскольку Be может переноситься минералообразующими растворами в форме фторкомплексных соединений [Беус, 1964].

Обобщение всех имеющихся данных по содержанию Be во флюоритах [Василькова, Соломкина 1965; Иванова, 1974; Файзиев, 1991; Файзиев, Юргенсон, 1977; Юрк и др., 1973; и др.], а также результатов анализов флюорита в лабораториях ЗабНИИ свидетельствует о том, что содержание этого элемента во флюоритах варьирует в довольно широких пределах. Максимальные концентрации Be

(300 г/т) определены во флюоритах апокарбонатных грейзенов (Забайкалье) и во флюоритах Абагайтуйского месторождения (до 2000 г/т). А.А. Иванова [1974, с. 137] указывает на прямые связи между содержаниями Be и Si во флюоритах (%): "...при содержании Si $= 1 \cdot 10^{-2} - 3 \cdot 10^{-2}$ содержание Be от следов до $3 \cdot 10^{-4}$, при содержании Si = 0,6–1,0 содержание Be $= 1 \cdot 10^{-3} - 6 \cdot 10^{-3}$". Зависимость эта, вероятно, также связана с неструктурной примесью содержания Be, обусловленной переносом Si и Be во фторсодержащих комплексах.

В табл. 69 приведены статистические параметры распределения концентраций Be во флюоритах различных флюоритсодержащих формаций и минеральных типов.

Максимальные концентрации Be характерны для флюоритов кальцит-барит-кварцево-флюоритового и кальцит-кварцево-флюоритового типов флюоритовой формации ($\bar{x}$ = 20 и 30 г/т при V = 178 и 136 %). Для флюоритов Забайкалья эта характеристика достигает 31 г/т при V = 139 %. Для Центрального Таджикистана, как приведено выше, она составляет 28 г/т для всех минеральных типов флюоритовой формации. Для флюоритов кальцит-кварцево-флюоритового, сульфид-кварцево-флюоритового и кварцево-флюоритового типов эта характеристика составляет соответственно (г/т): 30 при V = 136 %; 15 при V = 103 % и 7 при V = 177 %. В этом ряду формаций уменьшаются средние содержания бериллия. Расчеты показывают, что типоморфным признаком, однозначно указывающим по концентрации Be на принадлежность флюорита кварцево-флюоритовому типу, может быть лишь $\bar{x}$ = 7 при V = 177 %. Все остальные значения не соответствуют требованию типоморфного признака.

Флюорит ртутно-сурьмяной формации содержит минимальное количество Be ($\bar{x}$ = 1,7 г/т при V = 45 %). Близки к ним содержания Be во флюоритах грейзеновой формации ($\bar{x}$ = 2,6 г/т при V = 49 %), оптического флюорита ($\bar{x}$ = 2,7 г/т при V = 98 %) и пегматитов ($\bar{x}$ = 3 г/т при V = 27 %). Таким образом, по содержанию Be совершенно четко обособляются две группы флюоритов: 1) месторождений собственно флюоритовой формации и 2) ртуть-сурьмяно-флюоритовой, оптического флюорита апогранитных грейзенов и пегматитов. В первой группе содержание Be относительно большое ($7 < \bar{x} < 30$ г/т при V = 103–178 %), во второй — относительно малое ($1{,}7 < \bar{x} \leq 3$, V = 27–98 %). В совокупности с другими признаками типохимизм Be во флюоритах может быть основой для разработки критериев рудно-формационной принадлежности проявления флюорита.

5.3.4. Примеси иттрия и редких земель

В начале главы были рассмотрены основные закономерности, определяющие изоморфизм Ca, Y и TR. Поведение их было предметом обсуждения при описании природы и определения цветовых разностей флюорита. Рассмотрим только некоторые данные о распределении рассматриваемых элементов во флюоритах различных рудных формаций, так как с этих позиций поведение Y и TR во флюорите изучено недостаточно. Сводка данных о содержаниях этих элементов во флюоритах месторождений различных рудных формаций приведена в табл. 69, 75, 76. В связи с тем, что количество точно привязанных анализов оказалось небольшим, особенно по индивидуальным редким землям,

Таблица 75

Содержание Y и Ce во флюоритах месторождений Забайкалья, г/т

Формация, минеральный тип, месторождение	№ обр.	Окраска	Y	Ce
1	2	3	4	5
Флюоритовая, кварцево-флюоритовый:				
Усуглинское	7321	Фиолетовый	78	Не опр.
	7322	»	0,9	300
Наранское	7462а	»	0,9	198
	7462б	Сине-зеленый	382	10
	7462в	Светло-зеленый	287	Не опр.
	7458	Бледно-фиолетовый	94	»
Солонечное	7299	Зеленый	140	
	7299а	»	80	9
Таборное	7373	»	3	Не опр.
Нижнечикойское	7423	Фиолетовый	51	8
	7523а	»	31	1
	7526	»	2	220
	7506в	Серый	234	Не опр.
Монгойское	7006	Зеленый	172	7
	7006а		321	9
Брикачанское	12 399	Фиолетовый	47	Не опр.
	12 439	Зеленый	9	1
Стрельцовское	7114	»	195	Не опр.
	7114а	»	101	398
Оцолуйское	Оцолуй 25	Розовый	51 3	1 197
Хурайское	7546	Желтый	103 $n = 22$; $\bar{x} = 108$; $V = 101$ %	202 $n = 13$; $\bar{x} = 105$; $V = 128$ %
Кальцит-барит-кварцево-флюоритовый:	7357	Светло-зеленый	17	1
	7369	Зеленый	5	96
	12 976	»	59	8
Абагайтуйское	12 988	»	41	7
	7374	Желтый	28	Не опр.
	7368	Зеленый	0,9	499
Ново-Бугутурское	15 072	Фиолетовый	0,9 $n = 7$; $\bar{x} = 22$; $V = 95$ %	398 $n = 6$; $\bar{x} = 168$; $V = 126$ %
Кальцит-кварцево-флюоритовый	7398а	Зеленый	4	2
Гарсонуйское поле	7398б	»	172	Не опр.
	7384а	Коричневый	304	»
	7250а	Зеленый	51	»
	7250	Бледно-зеленый	0,9	2
	7250в	Зеленый	0,9	307
	7250б	Фиолетовый	94	203
	7250а	Бледно-зеленый	132 $n = 8$; $\bar{x} = 95$, $V = 104$ %	Не опр. $n = 8$; $\bar{x} = 128$; $V = 103$ %

Окончание табл. 75

1	2	3	4	5
Сульфидно-флюоритовый				
Калангуйское	1027	Коричнево-фиолетовый	11	201
	1027б	Сине-фиолетовый	0,9	3
	1027в	Фиолетовый	0,9	376
	1030	Дымчатый	36	8
	1031	»	98	27
	1028	Фиолетовый	71	28
	1029	Светло-фиолетовый	13	0,9
	1026	Темно-фиолетовый	2	0,6
	1024	Коричневый	27	193
	1023	Фиолетовый	106	32
			$n = 9$; $\bar{x} = 39{,}4$; $V = 100$ %	$n = 9$; $\bar{x} = 93$; $V = 135$ %
Редкометалльно-грейзеновая, ферберит-берилл-топаз-касситеритово-кварцевый				
				La, г/т
Шерловая Гора	ШГ-1	Светло-фиолетовый	783	98
	ШГ-2	Светло-сиреневый	806	76
	ШГ-3	Сиреневый	317	32
			$n = 3$; $\bar{x} = 635$; $V = 35$ %	$n = 3$; $\bar{x} = 69$; $V = 40$ %

Таблица 76

Распределение Y и ΣTR во флюоритах Таджикистана, г/т [Файзиев, 1991; Файзиев и др., 1977]

Рудная формация, минеральный тип	Y			ΣTR		
	n	$\bar{x}$	V, %	n	$\bar{x}$	V, %
Флюоритовая:						
кварцево-флюоритовый	66	39	36	5	66	33
кальцит-барит-кварцево-флюоритовый	37	29	58	36	120	51
сульфидно-флюоритовый	27	73	71	24	264	86
Ртутно-сурьмяно-флюоритовая	17	17	76	14	59	33
Пегматитовая:						
щелочной	6	154	20	1	798	0
кислый	6	1825	76	4	912	25

полученные числа носят предварительный характер. По Y и Ce, кроме опубликованных [Бойко, 1983; Василькова, Соломкина, 1965; Иванова, 1974; Иванова и др., 2001; Файзиев, 1991; Файзиев и др., 1977, 2000; Юрк и др., 1973; и др.], использованы наши данные по месторождениям Забайкалья (см. табл. 75).

Для месторождений Забайкалья не устанавливается четкой корреляции между содержаниями Y и Ce. Совершенно очевидно возрастание среднего содержания Y в ряду минеральных типов от кальцит-барит-кварцево-флюоритового ($\bar{x} = 21{,}6$ г/т при $V = 95$ %) к сульфидно-флюоритовому ($\bar{x} = 39{,}4$ г/т при $V = 100$ %); кальцит-кварцево-флюоритовому (95 г/т при $V = 104$ % и кварце-

во-флюоритовому ($\bar{x}$ = 108 г/т при V = 101 %). Сопоставление этих усредненных данных с полученными нами ранее при изучении редкоземельной специализации флюоритов Таджикской флюоритоносной провинции [Файзиев и др., 1977] показало лишь некоторые различия (табл. 77). Во флюоритах месторождений флюоритовой формации средние содержания Y варьируют от 29 г/т при V = 58 % (кальцит-барит-кварцево-флюоритовый тип) до 73 г/т при V = 71 % (сульфидно-флюоритовый тип). Флюорит ртутно-сурьмяной формации характеризуется относительно низкими концентрациями Y. Четко различаются флюориты щелочных и кислых пегматитов. По данным А.Р. Файзиева [1991], во флюоритах щелочных пегматитов среднее содержание Y составляет 542 г/т при V = 20,3 % (по аналитическим данным ЗабНИИ и Центральной лаборатории ЧГУ, 1977 г. [Файзиев и др., 1977] она составляла $1525{,}1 \cdot 10^{-5}$ %, или 153,5 г/т). Флюориты гранитных пегматитов содержат, по А.Р. Файзиеву [1991], 1825 г/т иттрия при V = 82,7 %. Скорее всего, эта цифра завышена.

Как видно из табл. 76, в целом распределение Y по изученным флюоритово-рудным формациям относительно равномерное. Во флюоритах собственно флюоритовой формации максимальные его концентрации, являющиеся типохимическими признаками, присущи кальцит-кварцево-флюоритовой формации ($\bar{x}$ = 95 г/т при V = 104 %). Минимальные типичны для флюоритов кальцит-барит-кварцево-флюоритовой ($\bar{x}$ = 38 г/т при V = 103 %) формации. Остальные минеральные типы внутри этой формации по содержанию Y во флюоритах существенно не выделяются.

Правда, для Забайкальской флюоритоносной провинции статистические характеристики содержания Y во флюорите максимальны (см. табл. 74, $\bar{x}$ = 108 при V = 101 %). Однако в других регионах, в частности в Памиро-Тяньшаньском, содержание Y во флюоритах кварц-флюоритового типа существенно ниже (см. табл. 76, $\bar{x}$ = 39 г/т при V = 36 %).

В целом же поведение Y в собственно флюоритовых месторождениях еще недостаточно изучено.

Анализ распределения Y и TR, определение суммы которых и индивидуальных элементов было выполнено в лабораториях ЗабНИИ Мингео СССР и

Таблица 77

Статистические оценки содержаний ΣTR во флюоритах Центрального Таджикистана ([Файзиев и др., 1977] с изменениями)

Формация и типы месторождения	Объем выборки	Среднее содержание	Коэффициент вариации, %
Флюоритовая:			
связанные с кислыми породами	63	127 ± 23[1]	71,65
связанные со щелочными породами	10	578 ± 168	34,53
Оптического флюорита	12	70 ± 17	41,57
Ртутно-сурьмяная	14	58 ± 11	35,52
Пегматитовая:			
щелочные	8	180 ± 56	31,72
гранитные	8	912 ± 26	2,91

[1] Доверительные интервалы для среднеарифметического с $P \approx 0{,}95$.

Центральной лаборатории ЧГУ, показал, что наиболее высокое содержание TR во флюорите месторождений флюоритовой формации, связанных со щелочными магматическими породами.

Наиболее низкие концентрации ΣTR обнаружены в месторождениях оптического флюорита, а также ртутно-сурьмяных, локализованных в известняках и доломитизированных известняках. В образцах из месторождений оптического флюорита Зеравшанского хребта пределы колебаний содержаний суммы лантаноидов 0,004–0,013 % (среднее 0,007 %). Здесь наблюдается уменьшение их концентраций в оптических разностях флюорита по сравнению с окрашенными зернистыми агрегатами. Например, в прозрачных бесцветных кристаллах из месторождений Кули-Калон, Пушневат и Казнок содержится всего 0,004–0,005 % редких земель.

Во флюорите из месторождений Hg и Sb (Канчоч, Валанги-Дароз, Маргузор, Тау-Таш, Турк-Парида, Иджам) концентрация лантаноидов самая низкая (среднее 0,0058 %). В большинстве проб содержание их находится в пределах 0,004–0,006 %. Окрашенные непрозрачные разности флюорита содержат больше лантаноидов, чем прозрачные бесцветные кристаллы.

В флюорите из пегматитов Дараи-Пиеза, генетически связанных с щелочными породами, содержание лантаноидов находится в пределах 0,015–0,025 %, а из гранитного пегматита Тро — самое высокое среди всех изученных проб флюорита Центрального Таджикистана — 0,089–0,095 %.

В рассматриваемых флюоритовых формациях максимальные концентрации ΣTR обнаружены во флюоритах щелочных пегматитов (см. табл. 69, 792 г/т), минимальные (32 г/т) — ртутно-сурьмяно-флюоритовой. Внутри собственно флюоритовой формации наблюдается возрастание ΣTR во флюоритах сульфидно-флюоритовой ($\bar{x}$ = 168, V = 55 %), кварцево-флюоритовой (208 г/т, V = 56 %), кальцит-барит-кварцево-флюоритовой (213 г/т, V = 87 %) и кальцит-кварцево-флюоритовой ($\bar{x}$ = 404 г/т, V = 103 %).

Весьма незначительна сумма TR и Y во флюоритах месторождений оптического флюорита (44 г/т). Флюориты кислых (гранитных) пегматитов содержат в 1,3 раза больше редких земель, чем щелочных.

При сравнении количественного содержания редкоземельных элементов во флюоритах из однотипных месторождений, но образованных в различных физико-химических условиях, выявлено, что концентрация суммы лантаноидов выше в пробах из месторождений, образовавшихся при более высоких температуре и давлении. Так, образцы флюорита из месторождений Такоб, Диамалик, Кандара обладают сравнительно высокими концентрациями редких земель, чем образовавшиеся при более низких термобарических параметрах [Файзиев, 1991; Файзиев и др., 1977]. Сказанное справедливо и для разных генераций флюорита на одном месторождении. Выборочно для наиболее характерных образцов флюорита из месторождений различных генетических и минеральных типов были определены составы индивидуальных редких земель. Эти анализы проводились в лаборатории ЗабНИИ (г. Чита) аналитиками В.А. Васильевой, Н.В. Шаренковой. Количественный спектральный анализ индивидуальных редких земель (включая Y) в предварительно обогащенных пробах флюорита выполнен на приборе ДФС-13 с решеткой 1200 штрихов

Таблица 78

Состав редких земель во флюорите Центрального Таджикистана, $1 \cdot 10^{-5}$ % [Файзиев и др., 1977]

Месторождение	Номер пробы	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Gd	Dy	Er	Yb	Y	$\Sigma TR_{Ce} / STR_Y$
Тунихарв	2[1]	24,97	24,97	—	—	—	2,45	0,99	—	0,5	499,5	0,10
Анкуч	42	173,0	173,0	17,3	25,95	8,65	8,65	2,59	—	0,86	659,5	0,61
Могов	90	24,8	24,8	—	4,96	—	4,96	2,48	2,48	1,24	596,0	0,09
Саркори-Шариф	79	24,96	24,96	16,64	—	16,64	2,49	4,16	2,49	2,49	249,6	0,33
Куляк	178	105,1	105,1	52,55	15,76	15,76	15,76	26,27	52,55	36,78	757,65	0,35
Верхний Битар	307	40,9	57,26	—	—	—	4,09	2,45	—	8,18	818,80	0,12
	391	98,4	98,4	—	29,52	9,84	19,68	19,68	42,2	29,52	996,8	0,23
Диамалик	410	223,8	223,8	33,57	33,57	—	22,38	11,19	11,19	11,19	2238,0	0,24
Комсомольское	19	53,44	76,35	22,9	22,9	—	7,63	1,52	1,52	3,81	381,7	0,49
Сабах[1]	1372	612,0	612,0	244,8	306,0	61,2	122,4	61,2	122,4	91,8	1662,0	1,00
Казнок	242	9,48	9,48	9,48	—	—	3,79	1,42	—	1,42	237,0	0,14
Валанги	136	48,9	24,45	—	—	—	12,22	12,22	7,33	2,44	222,5	0,31
Дараи-Пиез[2]	914	10 965	2193,0	657,9	2193,0	65,79	109,65	21,93	10,96	10,96	1535,1	4,00

[1] Во флюорите Сабах отмечено $18,36 \cdot 10^{-5}$ % Ho и $3,06 \cdot 10^{-5}$ % Eu.

[2] Во флюорите Дараи-Пиез найдено $21,93 \cdot 10^{-5}$ % Eu.

в строгом соответствии с "Инструкцией" (102 НСАМ, серия спектральные анализы). Чувствительность анализа (%): Gd — 0,001; Y — 0,001; Yb — 0,0001; Er — 0,001; Ho — 0,02; Dy — 0,001; La — 0,005; Ce — 0,01; Nd — 0,02; Pr — 0,02; Eu — 0,003; Sm — 0,01. Чувствительность на пробу с учетом обогащения составила $1 \cdot 10^{-4} - 1 \cdot 10^{-6}$ %.

Состав индивидуальных редких земель из месторождений различных формаций и минеральных типов неодинаков (табл. 78). В них преимущественно развиты легкие лантаноиды, среди которых главную роль играют Ce и La. Менее распространены Nd, Pr, Sm, Gd и тяжелые лантаноиды: Dy, Er и Yb. Содержания Eu и Ho оказались ниже чувствительности метода анализа, а Tb, Tm и Ln не определялись. Исключение составляет флюорит из рудопроявления Куляк, локализованного среди гранодиоритов и кварцевых диоритов. Здесь наряду с легкими лантаноидами в ощутимых количествах содержатся и тяжелые редкие земли. Флюорит из этого рудопроявления отличается от других и по относительному содержанию индивидуальных редких земель. Во флюорите из Куляка Pr преобладает над Nd.

Более высоким содержанием редких земель отличается флюорит из Сабахского рудопроявления, а $\Sigma TR_{Ce} / \Sigma TR_Y = 1,0$. В нем обнаружены Eu и Ho. Во флюорите пегматитов Дараи-Пиеза обнаружен также и Eu. Однако и здесь основное количество

редких земель падает на долю легких лантаноидов. Высокое суммарное содержание редких земель обнаружено и в пробе флюорита из пегматитов щелочных пород Дараи-Пиеза. Для него величина отношения легких лантаноидов к тяжелым самая высокая (4,0).

Отметим, что первая группа месторождений располагается среди гранитоидных и карбонатных пород, для которых генетическая связь флюоритового оруденения с определенными типами интрузивных пород не установлена, а вторая локализована в щелочных породах, с которыми находится в генетическом родстве. Эти группы четко идентифицируются и по величине отношения суммы редких земель цериевой и иттриевой групп (соответственно 0,10–0,61 и 1,0–4,0). Известно [Василькова, Соломкина, 1965; Типоморфизм минералов, 1989; Юрк и др., 1973; и др.], что элементы цериевой группы имеют тенденцию к накоплению в составе продуктов постмагматической деятельности, связанных с щелочными породами, а иттриевая группа и иттрий накапливаются главным образом в минералах, являющихся производными кислых магм. Следуя этим представлениям, можно допустить, что флюоритовая минерализация в собственно флюоритовых месторождениях Южного Гиссара и Зеравшана, а также в ртутно-сурьмяных месторождениях северного склона Гиссарского хребта генетически связана с породами кислого состава, что подтверждает высказанное нами ранее предположение [Файзиев и др., 1977]. И только мелкие проявления, локализующиеся в сиенитах и нефелиновых сиенитах (Сабах, Турпи, Дараи-Пиез), являются производными постмагматической деятельности щелочных магм.

Сводка всех данных по содержанию индивидуальных редких земель во флюоритах в соответствии с принятой рудно-формационной классификацией дана в табл. 79. Из нее следует, что во флюоритах наибольшие концентрации из редких земель образуют Ce и La. Минимальны их содержания во флюоритах ртутно-сурьмяно-флюоритовой формации (соответственно 4,9 и 2,44 г/т). Эти числа могут быть типохимическими признаками для отнесения флюорита к месторождениям указанной формации.

Таблица 79

Редкие земли во флюоритах различных формаций, г/т

Формация, минеральный тип	La		Ce		Pr		Nd	
	$\bar{x}$	V	$\bar{x}$	V	$\bar{x}$	V	$\bar{x}$	V
Флюоритовая:								
кварцево-флюоритовый	19	75	103	124	2,2	54	18,1	127
кальцит-кварцево-флюоритовый	128	103	174	48	Не опр.		Не опр.	
кальцит-барит-кварцево-флюоритовый	10	53	126	139	1,71	79	13,37	189
сульфидно-флюоритовый	15	112	51	210	1,28	69	9,6	92
Ртутно-сурьмяно-флюоритовая	4,9	—	2,44	—	Не опр.	—	Не опр.	—
Оптического флюорита	0,95	—	0,95	—	0,95	—	»	—
Грейзеновая	74	45	Не опр.	—	Не опр.		»	
Пегматитовая, щелочной	109,6	—	219,3	—	65,8	—	219,3	—

Окончание табл. 79

Формация, минеральный тип	Sm		Cd		Dy		Er		Yb	
	$\bar{x}$	V	$\bar{x}$	V	$\bar{x}$	V	$\bar{x}$	V	$\bar{x}$	V
Флюоритовая:										
кварцево-флюоритовый	0,46	168	6,2	83	0,43	212	1,49	201	1,28	103
кальцит-кварцево-флюоритовый	Не опр.		Не опр.		Не опр.		Не опр.		6,9	90
кальцит-барит-кварцево-флюоритовый	7,3	137	4,4	108	8,5	246	1,86	147	1,79	160
сульфидно-флюоритовый	6,1	173	3,0	120	6,0	264	4,2	127	2,53	1,41
Ртутно-сурьмяно-флюоритовая	Не опр.	—	1,22	—	1,22	—	0,73	—	0,24	—
Оптического флюорита	»	—	0,38	—	0,14	—	—	—	0,14	—
Грейзеновая	0,91	74	Не опр.		Не опр.		Не опр.		145	49
Пегматитовая, щелочной	6,58	—	11	—	2,2	—	1,1	—	1,1	—

Примечание. La, Ce — по 49, остальные — по 19 пробам, V, %

В целом содержание редких земель во флюоритах собственно флюоритовой формации достаточно контрастно отличается от всех остальных. И если флюориты щелочных пегматитов по содержанию La и Ce приближаются к ним (La, $\bar{x}$ = 109,6 г/т; Ce, $\bar{x}$ = 219,3 г/т), то по содержанию Nd отличие составляет в 12 раз (максимальное для флюоритов флюоритовой формации — 18,1 г/т при V = 127 %, кварцево-флюоритовый тип, а для флюоритов щелочных пегматитов — $\bar{x}$ = 219,3 г/т).

Если сравнить флюориты различных рудных формаций по содержаниям TR церовой и иттровой групп, а также по их отношениям (табл. 80), то они выстраиваются в ряд по убыванию этих величин вплоть до грейзеновой формации (рис. 116).

Таблица 80

Суммы редких земель и величины отношений содержаний церовой и иттровой групп и лантана к иттербию во флюоритах рудных формаций и минеральных типов ($\bar{x}$, г/т; V, %)

Формация, минеральный тип	ΣTR+Y		ΣTR_{Ce}	ΣTR_Y	$\Sigma TR_{Ce} / \Sigma TR_Y$	La/Yb
	$\bar{x}$	V	$\bar{x}$	$\bar{x}$	$\bar{x}$	$\bar{x}$
Флюоритовая:						
кальцит-кварцево-флюоритовый	404	103	309	102	3	56
кальцит-барит-кварцево-флюоритовый	213	87	158	55	2,9	17
кварцево-флюоритовый	208	56	143	65	2,2	12
сульфидно-флюоритовый	168	55	83	90	0,9	21
Ртутно-сурьмяно-флюоритовая	33	36	7,3	25	0,29	62
Грейзеновая	620	74	75	545	0,14	155
Пегматитовая:						
щелочной	792	67	621	199	3,12	302
кислый	1053	291	—	—	—	
Оптического флюорита	44	62	3	41	0,07	21

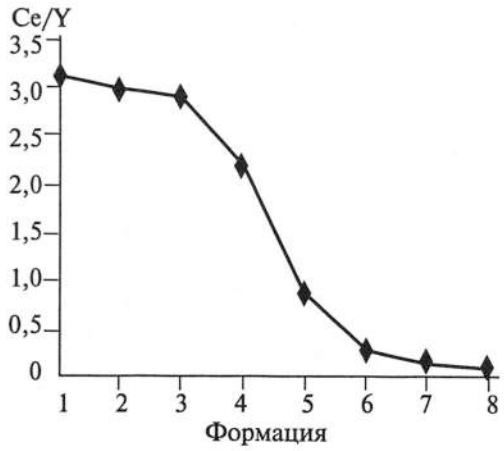


Рис. 116. Уменьшение в ряду формаций соотношения содержаний цероной и иттровой групп редких земель во флюоритах.

1 — щелочные пегматиты; 2–5 — флюоритовая; 6 — ртутно-сурьмяно-флюоритовая; 7 — грейзеновая формации; минеральные типы: 2 — кальцит-кварц-флюоритовый, 3 — кальцит-барит-флюоритовый, 4 — кварцево-флюоритовый, 5 — сульфидно-флюоритовый, 8 — оптического флюорита.

Причины этого еще предстоит выяснить, но важно то, что полученные группы чисел связаны с условиями образования месторождений флюорита. Величины $\Sigma TR_{Ce}/\Sigma TR_Y$ для $\bar{x} > 1$ должны указывать на базальтоидный магматизм, а $\bar{x} < 1$ — гранитоидный. Важным для определения принадлежности к мантийному или коровому источнику рудного вещества, особенно F, при формировании месторождений флюорита будет приведенная величина La/Yb, полученная с использованием кларка La в метеоритах, принятая 0,33 г/т [Войткевич и др., 1990]. Изложенное находится в соответствии с данными К. Турекьяна и К. Ведеполя [Turekian, Wedepohl, 1961], согласно которым наиболее высокие кларки церия и цериевых земель характерны для щелочных и щелочно-земельных пород.

Среднее содержание редкоземельных элементов во флюоритах понижается от месторождений собственно флюоритовой формации к месторождениям оптического флюорита и ртутно-сурьмяно-флюоритовой формации. Максимум концентраций лантаноидов приходится на флюорит из проявлений, связанных с щелочными породами. Увеличиваются концентрации редких земель во флюорите от пегматитов щелочных пород к гранитным пегматитам. ***Соотношение содержаний редких земель цероной и иттровой групп является индикатором для отнесения месторождений флюорита к определенным рудным формациям и их типам. Месторождения собственно флюоритовой формации связаны с базальтоидным магматизмом, а ртутно-сурьмяных и оптического флюорита — гранитоидным.***

5.3.5. Примеси ртути

В связи с тем, что большинство промышленных месторождений флюорита образуется в близповерхностных условиях, где высоки доля и активность летучих компонентов в рудоносных структурах и заполняющих их МС, имеет смысл рассмотреть роль одного из них — Hg. Она является одним из важных рудообразующих компонентов руд ртутно-сурьмяно-флюоритовой формации. Кроме основополагающих работ А.А. Саукова и др. [1972], известно одно обстоятельное исследование, выполненное с позиций рудно-формационной принадлежности флюорита [Коплус и др., 1976]. Анализ данных, приведенных в ней, свидетельствует о том, что среднее содержание Hg варьирует в пределах

0,012–0,015 г/т в месторождениях собственно флюоритовой формации, имея максимум для кварцево-флюоритового (0,015 г/т), минимум для кальцит-кварцево-флюоритового (0,012 г/т) и среднее значение для кальцит-барит-кварцево-флюоритового (0,013 г/т) типов. По содержанию примеси Hg существенно отличается флюорит других формаций (табл. 81).

Анализ данных табл. 81 вполне согласуется с выводами А.В. Коплуса и др. [1976] о том, что флюорит, за редким исключением, содержит ничтожные количества Hg, варьирующие в основном в пределах 0,01–0,019 г/т. Тем не менее для флюоритов ртутно-сурьмяно-флюоритовой формации характерно среднее содержание до 907 г/т при $V = 207$ %. Относительно высокие ее содержания присутствуют во флюорите апогранитных редкометалльных грейзенов (0,026 г/т при $V = 69$ %), фенакит-бертрандитово-флюоритового (0,046 г/т при $V = 33$ %) и уран-молибденит-флюоритового (0,146 г/т при $V = 102$ %). В целом же распределение Hg во флюоритах достаточно стабильно. Как и для рассмотренных выше примесных элементов флюоритов, А.В. Коплус и др. [1976] и для ртути указывают на тенденцию уменьшения концентраций в поздних генерациях флюорита по сравнению с ранними, что соответствует известным представлениям В.В. Щербины и К.И. Якубовича [1963] о более широком наборе элементов-примесей в ранних, высокотемпературных генерациях. Содержание Hg уменьшается от $2{,}3 \cdot 10^{-6}$ до $1 \cdot 10^{-6}$ % при снижении температуры от 205–195 до 145–90 °С [Коплус и др., 1976]. Ртуть, возможно, может входить во флюорит как компенсатор зарядов при гетеровалентном изоморфизме, а также в форме ртутьсодержащих комплексов.

В результате можно определить, что проблема ртутоносности флюорита только еще поставлена и решение ее может дать информацию о возможной генетической связи Hg и F, как полагают А.В. Коплус и др. [1976], с долгоживу-

Таблица 81

Статистические характеристики содержания Hg во флюоритах месторождений различных рудных формаций

Формация, минеральный тип	Статистические характеристики, $n \cdot 10^{-6}$		
	n	$\bar{x}$	V, %
Флюоритовая:			
кварцево-флюоритовый	50	1,5	87
сульфидно-флюоритовый	24	1,2	32
кальцит-кварцево-флюоритовый	31	1,2	23
кальцит-барит-кварцево-флюоритовый	15	1,3	62
Ртутно-сурьмяно-флюоритовая	6	90 674	207
Пегматитовая, редкоземельно-хрусталеносные пегматиты	8	1,9	66
Грейзеновая:			
редкометалльный апогранитный	12	2,6	69
редкометалльный апокарбонатный	8	1,4	0,61
Редкометалльно-флюоритовая:			
фенакит-бертрандитово-флюоритовый	6	4,6	33
уран-молибден-флюоритово-ртутный	3	14,6	102
Галогенно-осадочная ратовкитовая	2	1,0	0

Примечание. Таблица составлена с использованием данных [Коплус и др., 1976].

щими глубинными структурами, если одновременно будет изучено и содержание во флюорите редких земель.

Таким образом, статистические характеристики концентраций Hg во флюоритах могут быть дополнительными типохимическими признаками для ртутно-сурьмяно-флюоритовой формации, а также для фенакит-бертрандитово-флюоритового и уран-молибден-флюоритово-ртутного минеральных типов редкометалльно-флюоритовой формации.

5.4. Физические свойства флюорита как типоморфные признаки

5.4.1. Термолюминесценция

Изучена ЕТЛ более 1500 образцов флюорита месторождений собственно флюоритовой, ртутно-сурьмяной, пегматитовой формаций и месторождений оптического флюорита Забайкалья, Монголии и Таджикистана. Возможность использования литературных данных в связи с отсутствием единого для всех лабораторий эталона интенсивностей исключена. Поэтому при анализе интенсивностей использованы только собственные данные.

Методика изучения ЕТЛ всех минералов, обладающих этим свойством, была модифицирована в 1973 г. в лаборатории минералогии ЗабНИИ Мингео СССР и изготовлен стандартный образец массой около 1 кг. Он использовался при исследовании проб флюорита, поставлявшихся в ЗабНИИ всеми геологическими организациями СССР, а также Монголии. Две установки модифицированного заводского прибора Термолюмом-1 были задействованы в течение 25 лет для сравнительного изучения этого свойства флюорита и других минералов. Методика и опыт работ были одним из предметов, преподававшихся автором слушателям Всесоюзных курсов по направлению "Минералогические исследования в практике геолого-разведочных работ". Ниже приведены основные результаты изучения ЕТЛ флюорита месторождений Таджикистана, Забайкалья и Монголии.

Флюориты из месторождений оптического сырья Зеравшанского хребта термолюминесцируют очень слабо. Среди них сравнительно интенсивна ЕТЛ жильного флюорита из Пушневатского рудопроявления с четырьмя максимумами на кривой (рис. 117, *а*, обр. 231). Самый интенсивный максимум приходится здесь на температуру 230°. Естественная термолюминисценция жильного флюорита рудопроявления Джушхар менее интенсивна (см. рис. 117, *а*, обр. 182). Самая слабая ЕТЛ характерна для оптических разновидностей флюорита месторождения Средний Казнок (см. рис. 117, *а*, обр. 242). Кривые термовысвечивания оптических флюоритов из Кули-Калона (см. рис. 117, *а*, обр. 198) и Нижнего Казнока (см. рис. 117, *а*, обр. 235) отличаются высокими температурами свечения соответственно при 220–300 и 270–340 °С.

Флюориты ртутно-сурьмяных месторождений северного склона Гиссарского хребта по сравнению с флюоритами из плавиково-шпатовых месторождений Южного Гиссара и Каратегина обладают меньшей способностью к термовысвечиванию. Исключение составляют флюориты из Тау-Таша и Иджама

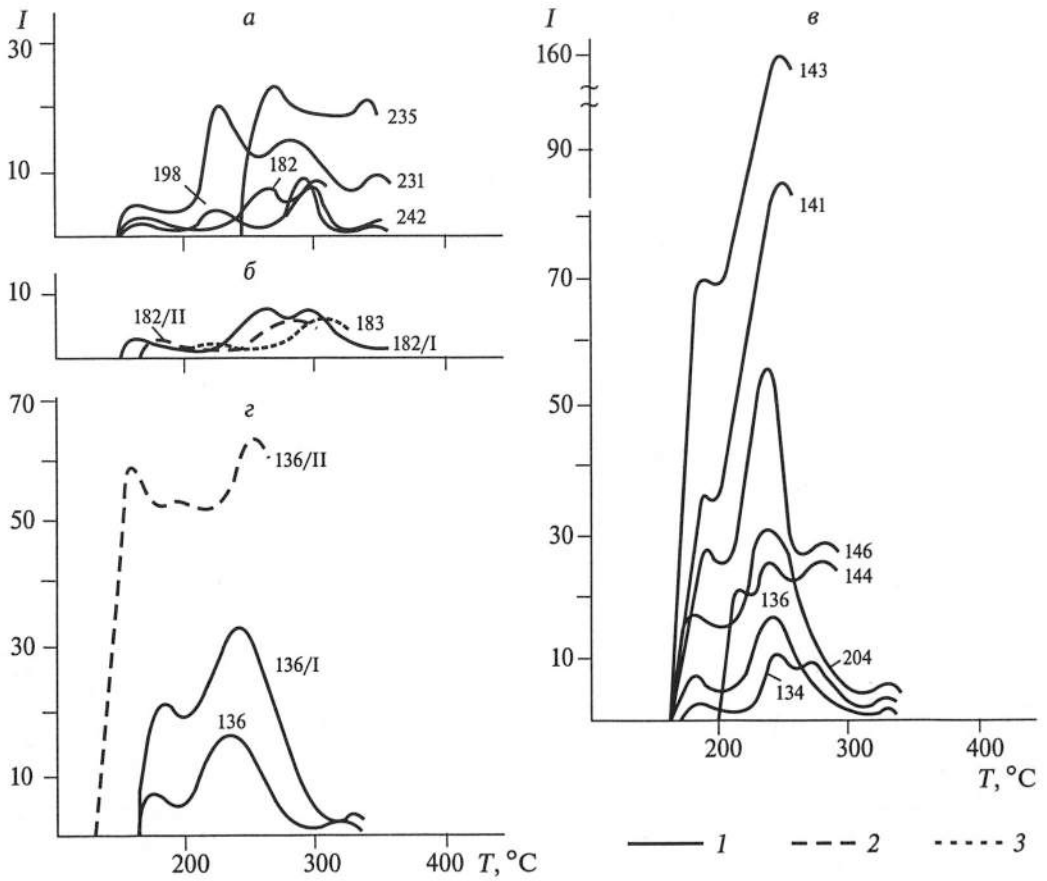


Рис. 117. ЕТЛ-граммы флюоритов месторождений оптического флюорита, сурьмы и ртути.

а — Джушхар, обр. 182 бесцветный; Кули-Калон, обр. 198 бесцветный; Пушневат, обр. 231 бесцветный; Казнок Нижний, обр. 235 бесцветный; Казнок Средний, обр. 242 бесцветный; *б* — Джушхар, обр. 182/1 бесцветный, обр. 182/11 бледно-зеленый, обр. 183 бледно-фиолетовый; *в* — Канчоч, обр. 134 фиолетовый; Валанги-Дароз, обр. 136 зеленовато-белый; Иджам, обр. 141 бесцветный; Тау-Таш, обр. 143 зеленовато-белый; Кавнок, обр. 144 бледно-зеленый; Турк-Парида, обр. 146 бледно-зеленый; Маргузор, обр. 204 зеленовато-белый, *г* — Валанги-Дароз, обр. 136 и 136/1 зеленовато-белые, обр. 136/11 фиолетовый.

1, *2* и *3* — соответственно первая, вторая и третья генерации флюорита.

(Таджикистан). Образцы минерала из этих месторождений дают кривые ЕТЛ с двумя максимумами при 190 и 250° (см. рис. 117, *в*, обр. 141 и 143).

Естественная термолюминесценция флюорита из флюорито-антимонитового прожилка Кавнокского месторождения проявляется в узком диапазоне 220–280 °С и имеет три максимума (см. рис. 117, *в*, обр. 144).

Исследована также ЕТЛ флюоритов из щелочных пегматитов в нефелиновых сиенитах Дараи-Пиез и из гранитных пегматитов Тро. Как видно из рис. 118, *г*, интенсивность свечения флюорита из щелочных пегматитов на четыре порядка выше (обр. Т-2а), чем из гранитных пегматитов (обр. 1162). Более

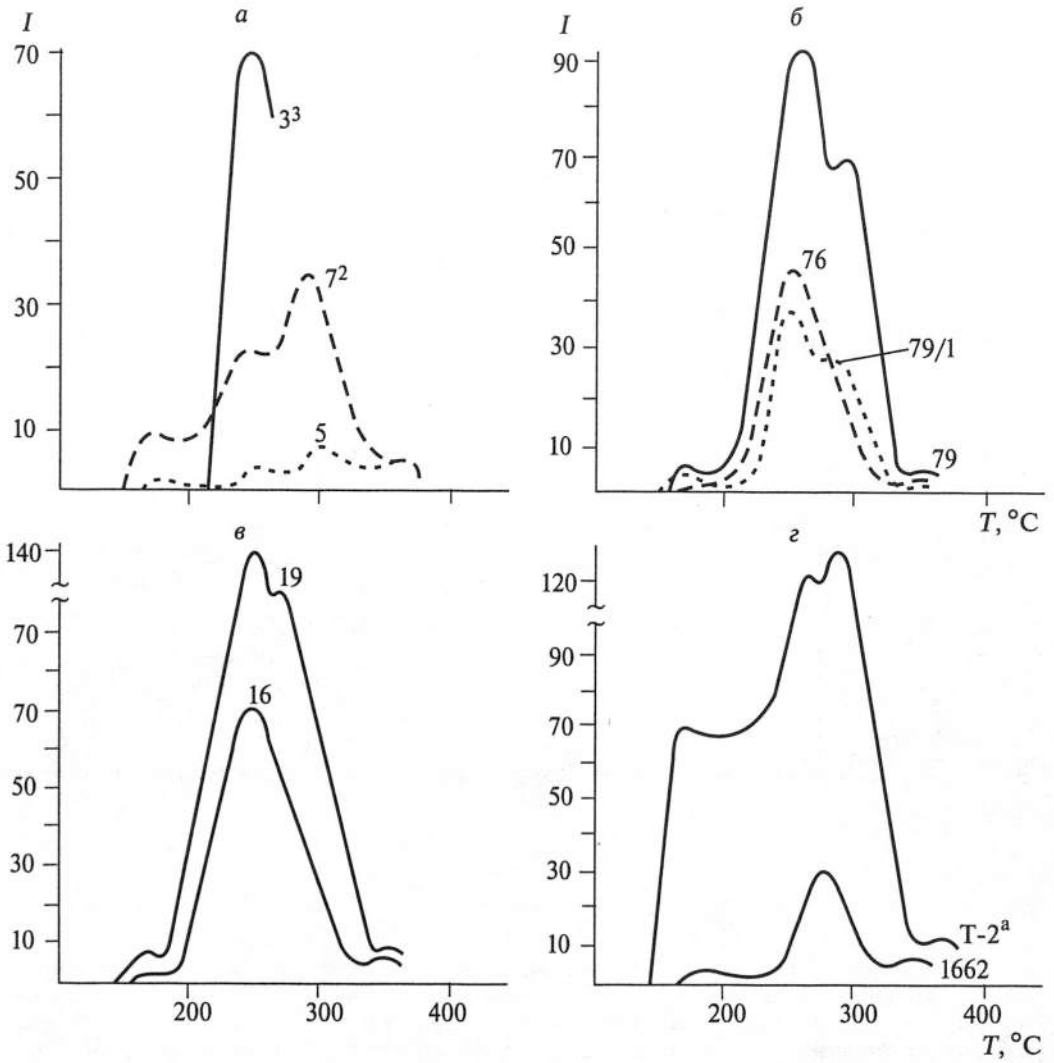


Рис. 118. ЕТЛ-граммы флюоритов месторождений кальцит-баритово-флюоритового и кварцево-флюоритового минеральных типов, а также оптического флюорита.

а — Тунихарв, обр. 3^3 зеленый, обр. 7^2 голубовато-зеленый, обр. 5 фиолетовый; *б* — Саркори-Шариф, обр. 79 бледно-зеленый, обр. 76 бесцветный, обр. 79/1 бледно-фиолетовый; *в* — Рамит, обр. 61 белый; Комсомольское, обр. 19 белый; *г* — Тро, обр. 1662 зеленый; Турни, обр. $Т\text{-}2^а$ бледно-фиолетовый. Ост. усл. обозн. см. на рис. 117.

широк интервал температур ЕТЛ флюорита Дараи-Пиез с максимумами при 170, 270, 290 и 370 °С. Образец из пегматита Тро имеет три максимума с интенсивным свечением около 280 °С.

По форме термолюмограмм выделяются четыре типа флюоритов. Образцы с одним (первый тип) и двумя (второй тип) максимумами на термолюмограммах в пределах 190–250° в большинстве своем характерны для ртутно-сурьмяных месторождений (рис. 119, *б*) и для некоторых собственных

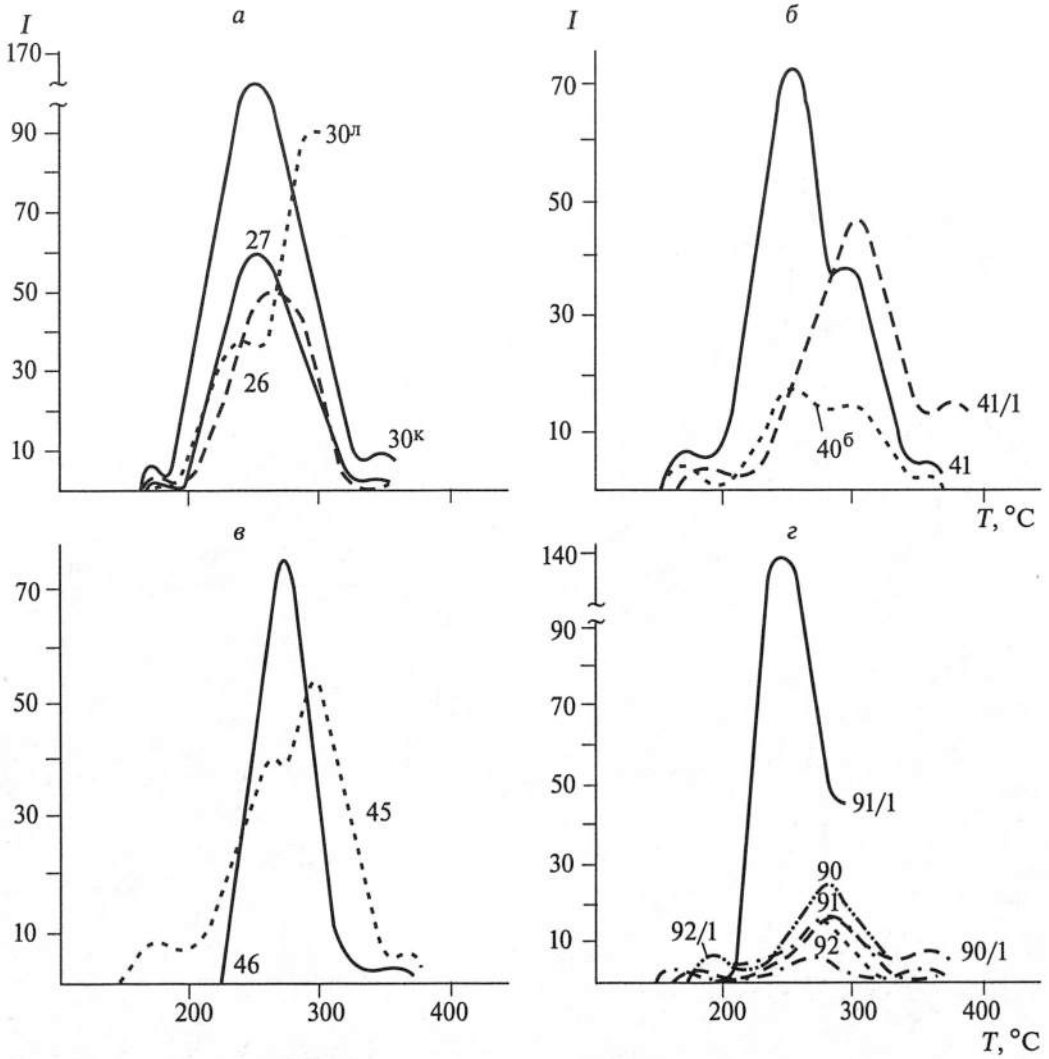


Рис. 119. ЕТЛ-граммы флюоритов месторождений кальцит-баритово-флюоритового минерального типа.

а — Красные Холмы, обр. 27 белый, обр. 30к зеленый, обр. 26 бесцветный, обр. 30л темно-фиолетовый; *б* — Анкуч, обр. 41 бледно-зеленый, обр. 41/1 бесцветный, обр. 406 бледно-фиолетовый; *в* — Кальтуч, обр. 46 зеленый, обр. 45 бледно-фиолетовый; *г* — Могов: монокристаллы — обр. 90 бесцветный, обр. 90/1 зеленовато-белый, обр. 91 луково-зеленый, обр. 92 розовый, обр. 92/1 бледно-фиолетовый; мелкозернистый агрегат — обр. 91/1 зеленый. Ост. усл. обозн. см. на рис. 117.

флюоритовых месторождений Южного Гиссара и Каратегина (см. рис. 118, *а*, обр. 33; рис. 119, *г*, обр. 91/1).

Третий тип кривых (с тремя максимумами) характеризует флюориты большинства собственно флюоритовых месторождений, а также некоторых ртутно-сурьмяных и пегматитовых месторождений. Кривые с четырьмя пиками (четвертый тип) характеризуют эти же месторождения (рис. 120).

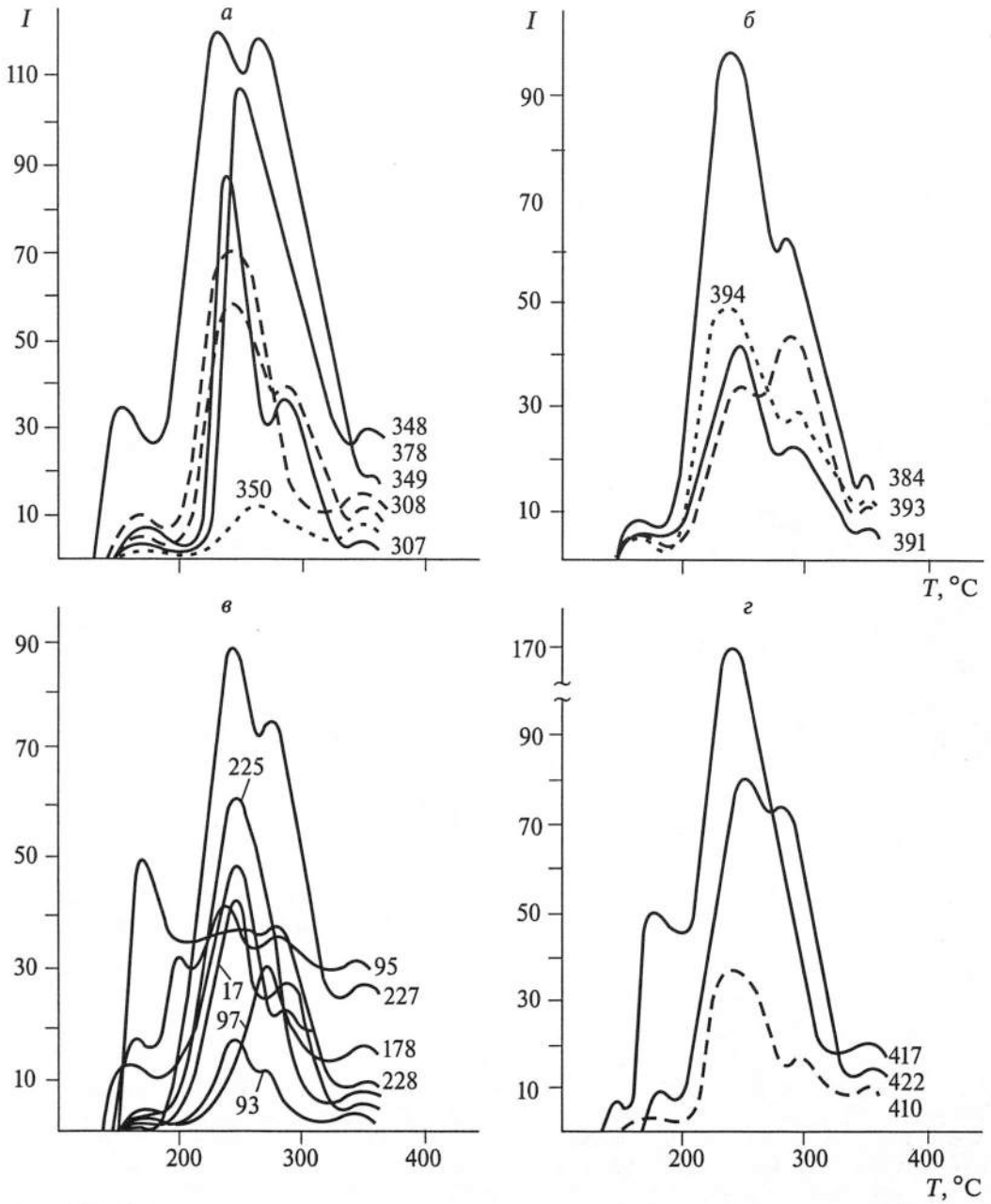


Рис. 120. ЕТЛ-граммы флюоритов месторождений сульфидно-флюоритового и кальцит-барит-кварцево-флюоритового минеральных типов.

а — Верхний Бигар, обр. 307 и 348 зеленые, обр. 308 и 349 бледно-зеленые, обр. 350 бледно-фиолетовый, обр. 379 бледно-зеленый из кварцевой жилы; *б* — Бигар, обр. 384 и 391 зеленые, обр. 393 бледно-зеленый, обр. 394 бледно-фиолетовый; *в* — Азрек, обр. 17 зеленый; Каняз-Поен, обр. 93 бледно-зеленый; Иос, обр. 95 зеленый; Чапдара, обр. 97 бесцветный; Куляк, обр. 178 зеленый; Муджихарв, обр. 228 зеленый; Такоб, обр. 225 зеленый; Кандара, обр. 227 зеленовато-белый; *г* — Диамалик, обр. 417 и 422 зеленые, обр. 410 бледно-фиолетовый. Ост. усл. обозн. см. на рис. 117.

По интенсивности ЕТЛ флюоритов различаются месторождения пегматитовые, собственно флюоритовые, ртутно-сурьмяные и оптического флюорита. В этом ряду наблюдается тенденция к ослаблению интенсивности ЕТЛ. Отмеченная особенность может быть увязана с тем, что ответственные за ЕТЛ структурные примеси TR и Y [Василькова, Соломкина, 1965; Красильщикова и др., 1986] и других элементов легче изоморфно входят в решетку флюорита на ранних стадиях его формирования. Об этом свидетельствует и четкая тенденция — уменьшение интенсивности ЕТЛ минерала в последовательности флюорит I — флюорит II — флюорит III.

О зависимости интенсивности ЕТЛ от концентрации редких земель свидетельствует уменьшение ЕТЛ во флюорите II (0,037 % суммы TR) по сравнению с флюоритом I (0,056 % суммы TR) — на примере месторождения Диамалик (см. рис. 120, *г*, обр. 417 и 410).

Имеющиеся в литературе данные о связи ЕТЛ в интервале 240–260 и 280 — 300 °С с электронно-дырочными центрами Ce^{4+}—Y^{2+} в присутствии марганца, низкотемпературных максимумов при 170 °С с дырочным центром (YO_2) и высокотемпературных при 350–360 °С с электронно-дырочным центром Ce^{4+}—Dy^{2+} [Красильщикова, 1971; Красильщикова и др., 1986] как будто бы могут объяснить выявленные особенности ЕТЛ флюоритов, однако применимость указанных концепций не может быть доказана без специальных исследований спектров ЕТЛ.

Изучение флюоритов Центрального Таджикистана показывает, что между цветом флюорита и интенсивностью ЕТЛ существует корреляция, свидетельствующая в пользу предположения об определяющей роли центров захвата при объяснении причин окраски [Василькова, Соломкина, 1965]. Так, для бесцветных или окрашенных в бледные тона зеленого и фиолетового цвета флюоритов характерны максимумы ЕТЛ в интервалах 240–260 и 280–300 °С. Флюориты темно-фиолетового цвета дают максимумы ЕТЛ при 350 °С и выше.

Следует отметить, что ЕТЛ флюоритов из гранитов значительно выше, чем из жил в известняках и песчаниках.

Приведенные данные о вариациях ЕТЛ флюоритов свидетельствуют о том, что ЕТЛ различна у образцов из месторождений, отличающихся по минеральному составу, вмещающей среде и глубине формирования. Направленные изменения ЕТЛ характеризуют последовательно образующиеся генерации флюорита. Следовательно, при более детальном изучении параметров ТЛ флюорита (количества и температуры максимумов, их интенсивности, спектров) они могут быть использованы как типоморфные.

В табл. 82 сведены все имеющиеся данные по ЕТЛ флюорита. Для флюорита выявлено 13 максимумов (пиков на ЕТЛ-граммах) свечения при нагревании. Они объединены по предполагаемой природе ЕТЛ в четыре группы. Оказалось, что в большинстве случаев максимальной интенсивностью обладают пики свечения в интервале температур 200–260 °С (T_2). Отношение интенсивностей ЕТЛ при T_3 и T_4 (I_3 и I_4) достаточно характерно для определенных минеральных типов собственно флюоритовой формации, $I_3/I_4 > 1$ для флюорита сульфид-кварцево-флюоритового, кальцит-кварц-баритово-флюоритового типов, а также для ртутно-сурьмяно-флюоритовой формации, пегматитов и месторож-

Таблица 82

Среднестатистические данные о параметрах ЕТЛ и соотношение интенсивностей ЕТЛ зеленого и фиолетового флюорита в ряду формаций

Формация, минеральный тип	Средние значения температур максимумов ЕТЛ, °С				Интенсивность, отн. ед.				I_g / I_v	Коэффициент стабильности
	T_1 140–190	T_2 200–260	T_3 270–310	T_4 320–380	I_1 140–190	I_2 200–260	I_3 270–310	I_4 320–380		
Флюоритовая:										
сульфид-кварцево-флюоритовый	158 5,8	246 3,6	286 4,6	343 3,9	6015 183	58 754 63	39 100 75	12 026 65	4,1	0,7
кварцево-флюоритовый	162 5,6	253 8,5	287 5,2	336 2,7	10 172 130	161 503 167	14 192 196	67 049 140	2,65	1,15
кальцит-кварц-баритово-флюоритовый	162,4 6,2	248 6,8	294 4,3	357 3,0	3018 87	38 177 104	32 919 84	11 585 108	7,8	2,33
кальцит-кварцево-флюоритовый	157 6,0	245 6,1	276 1,8	360 6,4	395 36	14 470 78	1618 126	8355 98	4,6	2,9
Ртутно-сурьмяно-флюоритовая	172 6,2	247 6	277 1,7	335 1,5	24 250 94	46 778 95	17 400 47	3060 50	6,0	3,05
Оптического флюорита	160 4,3	247 5,2	285 4,4	340 2	2800 29	11 000 64	10 262 48	6700 111	1,33	3,2
Пегматитовая:										
гранитный	180	—	280	350	2100	—	29 800	8200	4,16	1,5
щелочной	170	270	290	370	69 700	121 000	127 000	12 000	0,12	

Примечание. В числителе — среднее арифметическое, в знаменателе — коэффициент вариации; I_g / I_v — соотношение интенсивностей ЕТЛ зеленого (I_g) и фиолетового (I_v) флюорита.

дений оптического флюорита. Для флюоритов кварцево-флюоритового и кальцит-кварцево-флюоритового $I_3/I_4 < 1$.

Флюориты гранитных пегматитов отличаются от всех других отсутствием свечения при T_2 (200–260 °С).

Несмотря на то, что обобщенные ТЛ-граммы статистической выборки, характеризующие те или иные формации или минеральные типы, почти всегда содержат все четыре группы максимумов ЕТЛ, ЕТЛ-граммы представляющих их конкретных образцов могут иметь 1–4 максимума и более. Например, образцы флюорита Калангуйского месторождения практически всегда имеют на ЕТЛ-граммах 3–4 максимума, а флюориты Абагайтуйского месторождения часто имеют всего 1–2 максимума. Образцы типичного кварцево-флюоритового Солонечного месторождения крайне редко имеют на ЕТЛ-граммах максимумы при T_3 и T_4. При этом $I_2 >> I_1$. ЕТЛ-граммы флюоритов Гарсонуйской группы месторождений всегда имеют максимумы при T_3 или T_4 , или при тех и других.

Анализ распределения средних значений интенсивностей ЕТЛ флюорита различных месторождений Забайкалья показывает, что они уменьшаются в направлении кварцево-флюоритовые — кальцит-барит-кварцево-флюоритовые — сульфид-кварцево-флюоритовые — кальцит-кварцево-флюоритовые.

В результате обобщения всех имеющихся данных о распределении редких земель и ЕТЛ с учетом соотношения концентрации лантана к произведению метеоритного лантана (0,33 г/т [Войткевич и др., 1990]) на содержание иттербия во флюорите, а также с учетом изменения Ce/Y установлено, что соотношение интенсивностей ЕТЛ зеленого и фиолетового флюоритов имеют тенденцию к зависимости от величины La/Yb (табл. 83, рис. 121).

Эта зависимость сложная. Во флюоритах месторождений грейзеновой, ртутно-сурьмяно-флюоритовой и сульфидно-флюоритового типа она приближается к прямой, а для щелочных пегматитов, кальцит-кварцево-флюоритового, кальцит-барит-кварцево-флюоритового типов связь становится обратной. Однако I_g/I_v для этих формаций имеет прямую связь с La/Yb.

Все сказанное свидетельствует о том, что рассмотренные рудные формации флюоритовых месторождений могут быть подразделены на две группы — гранитоидную, для которой I_g/I_v имеет прямую связь с гранитоидным магматизмом (грейзеновая, ртутно-сурьмяно-флюоритовая и сульфидно-флюоритовая), и ба-

Таблица 83

Распределение редких земель, отношений интенсивности ЕТЛ цветовых разностей и коэффициента стабильности флюорита в рудно-формационном ряду его месторождений

Формация, минеральный тип	$\Sigma TR_{Ce} / \Sigma TR_Y$	La/Yb	I_g / I_v	$K_{ст}$
Щелочные пегматиты	3,12	302	0,12	3,3
Флюоритовая:				
кальцит-кварц-флюоритовый	3,0	56	4,6	2,9
кальцит-барит-кварцево-флюоритовый	2,9	17	7,8	2,33
кварцево-флюоритовый	2,2	12	2,65	1,15
сульфидно-флюоритовый	0,9	20	4,1	0,7
Ртутно-сурьмяно-флюоритовая	0,29	62	6,0	3,0
Грейзеновая	0,14	155	6,8	3,4
Оптического флюорита	0,07	21	1,33	3,2

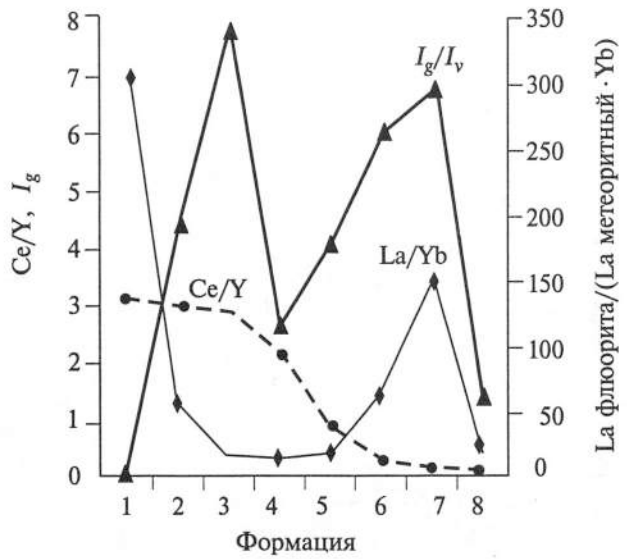


Рис. 121. Соотношения $\Sigma TR_{Ce}/\Sigma TR_Y$ (Ce/Y), La/Y (La метеоритное × Y флюорита) во флюорите и интенсивностей ЕТЛ его зеленых и фиолетовых цветовых разностей (I_g/I_v) в рудно-формационном ряду: 1 — щелочные пегматиты; 2–5 — флюоритовая, 6 — ртутно-сурьмяно-флюоритовая, 7 — грейзеновая формации; минеральные типы: 2 — кальцит-кварцево-флюоритовый, 3 — кальцит-кварц-баритово-флюоритовый, 4 — кварцево-флюоритовый, 5 — сульфидно-флюоритовый, 8 — оптического флюорита.

зальтоидную, где I_g/I_v имеет прямую связь с* Ce/Yb *(щелочные пегматиты, кальцит-кварцево-флюоритовый, кальцит-барит-кварцево-флюоритовый и кварцево-флюоритовый типы флюоритовой формации).

Дополнительным доказательством справедливости вышесказанного для первой группы является $\Sigma TR_{Ce}/\Sigma TR_Y < 1$, а для второй — >1. Общеизвестно, что преобладание церовой группы редких земель характерно для базальтоидного, мантийного магматизма, а иттрия — для гранитоидного, корового. Поэтому не случайно, как уже указывалось, ртутно-сурьмяные месторождения связаны с гранитоидами [Файзиев и др., 1977].

Таким образом, параметры ЕТЛ флюорита в комплексе с данными о распределении редких земель являются важными количественными типоморфными критериями рудно-формационного анализа.

5.4.2. Электрические свойства

Флюорит относится к типичным диэлектрикам. Но в связи с дефектностью структуры природного флюорита, как выяснилось в результате изучения 45 образцов его, представляющих 19 месторождений большинства рудных формаций и минеральных типов Забайкалья, Монголии и Средней Азии, все они характеризуются диэлектрической проницаемостью.

Измерения проводились в порошках резонансным методом на частотах 10^5, 10^6, 10^7 и 10^8 Гц. Методика изложена в работе [Исследования..., 1974]. На частоте 100 КГц ε изменяется от 2,7 до 11,8, а tgδ — от 0,0015 до 0,038.

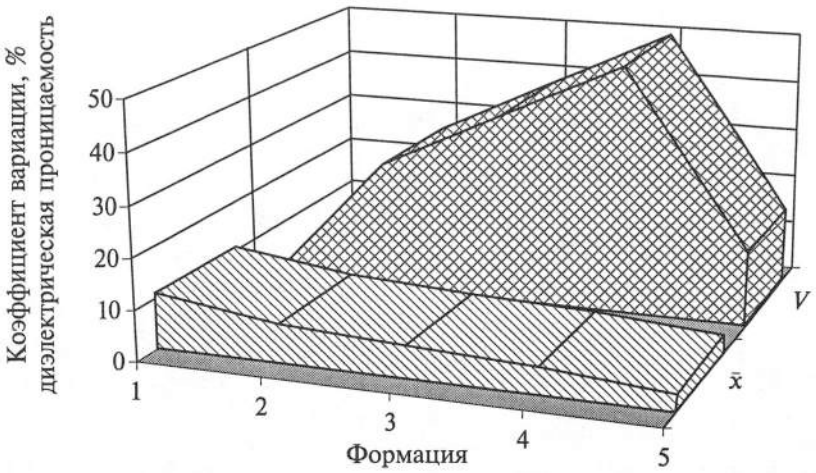


Рис. 122. Средние значения диэлектрической проницаемости ($\bar{x}$) и коэффициента вариации (V) флюорита в рудно-формационном ряду. Формации: 1 — грейзеновая, 2–5 — флюоритовая; минеральные типы: 2 — кальцит-кварцево-флюоритовый, 3 — кальцит-кварц-баритово-флюоритовый, 4 — кварцево-флюоритовый, 5 — сульфидно-флюоритовый.

В ряду формаций грейзеновая → флюоритовая (кварцево-флюоритовый → кальцит-кварцево-флюоритовый → кальцит-барит-кварцево-флюоритовый типы) → сульфидно-флюоритовый тип (или сульфидно-флюоритовая формация) ε уменьшается в порядке 11 → 7,6 → 6 → 5,4 → 3,3 (рис. 122). Максимальной вариабельностью диэлектрической проницаемости характеризуются флюориты кальцит-кварцево-флюоритового типа флюоритовой формации.

5.4.3. ИК-спектры

Одним из важнейших свойств оптического флюорита является его прозрачность в ИК-области. Однако проведенное нами совместно с Р.А. Файзиевым ИК-спектрофотометрическое изучение 19 образцов флюорита из месторождений Таджикистана и 21 образца из месторождений Забайкалья показало, что для природных флюоритов многих месторождений характерны отчетливые ИК-спектры. Они характеризуют примеси воды (широкая полоса с максимумом при 3400 $см^{-1}$ связана с валентными колебаниями воды и при 1650 $см^{-1}$ — с деформационными колебаниями), битумоидов (1700–1710 и 2900 $см^{-1}$). При этом полоса 2900 $см^{-1}$ интерпретируется как колебания CH_2-групп, а 1710 $см^{-1}$ как C=O связь в насыщенных алифатических кислотах и в α, β недонасыщенных кислотах. Полосы поглощения в области 2350–2400 $см^{-1}$ связаны с углекислотой ГЖВ. Кроме того, присутствуют полосы, связанные с тонкими механическими примесями кварца, кальцита, барита. Все ИК-спектры по набору полос поглощения подразделяются на три группы.

К первой, отличающейся наибольшим числом полос поглощения, приурочены спектры, характеризующие флюориты месторождений кальцит-кварцево-флюоритового типа. На спектрах присутствует широкая полоса

3100–3800 $см^{-1}$, а также 900–1300, 1400–1820, 2360–3000 $см^{-1}$ и другие полосы с очень слабой интенсивностью.

Ко второй группе приурочены спектры флюорита сульфидно-флюоритового типа. Они характеризуются тремя главными полосами поглощения в интервалах 970–1150, 1430–1660 и 3100–3800 $см^{-1}$. Полоса поглощения 980–1050 $см^{-1}$ представлена дуплетом, а 1430–1660 $см^{-1}$ — триплетом 1430, 1530 и 1660 $см^{-1}$. Кроме того, присутствуют слабые полосы при 1240, 1320 и 2900 $см^{-1}$.

К третьей группе относятся спектры флюоритов кварцево-флюоритового типа и месторождений оптического флюорита. Они отличаются отсутствием полос поглощения при 1240, 2540, 1770 и 2800 $см^{-1}$, но здесь наблюдались полосы в интервале 2190–2370. В диапазоне 1000–1700 $см^{-1}$ присутствуют пять полос поглощения с максимумами при 1010, 1090, 1310, 1450 и 2900 $см^{-1}$. На спектрах оптического флюорита отсутствует полоса 1310 $см^{-1}$, а полоса 1660 $см^{-1}$ имеет наибольшую интенсивность.

Таким образом, первый опыт изучения ИК-спектров флюорита показал, что они могут быть типоморфными признаками рудно-формационной типизации.

ГЛАВА 6

УНИВЕРСАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ РУДОНОСНЫХ КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ

6.1. Общие замечания

Рассмотренные рудные формации объединяют преимущественно месторождения, основная часть руд которых связана с кварцевыми жилами, содержание кварца в них широко варьирует. Такие формации, как колчеданная, медно-никелевая, медистые песчаники и др., рассматривались в основном в качестве объектов сравнения. Весь изложенный выше материал по строению и минеральному составу существенно кварцевых агрегатов, составу и свойствам минералов позволяет подойти к обоснованию универсальной модели кварцевых жил и слагаемых ими кварцево-жильных зон и штокверков. Отдельные вопросы и параметры обобщенной модели крупных и уникальных месторождений МЗСФ рассмотрены нами ранее [Юргенсон, 1996а, 1997, 2000]. Грейзеновая формация, как и пегматитовая, если учесть, что часть грейзенов следует рассматривать в качестве миароловых гранитов, представляет собой продукты ранних стадий эволюции остаточных магм [Юргенсон, 1996в].

6.2. Кварцевые жилы как продукты эволюции высококонцентрированных флюидов или специфических водно-силикатных расплавов

6.2.1. Состояние вопроса

Как уже указывалось, проблема химического состава, концентраций и форм миграции компонентов, слагающих кварцевые жилы, представляет собой одну из наиболее важных и дискуссионных. Классическим является представление об образовании рудоносных кварцевых жил в результате длительной циркуляции гидротермальных растворов, содержащих относительно низкие концентрации основных жилообразующих компонентов. Представления об относительно низкой концентрации минералообразующих растворов появились и утвердились в геологической науке вследствие того, что в индивидуальных ФВ и водных вытяжках обычно определялись лишь K^+, Na^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Cl^-, HCO_3^-, SO_4^{2-}. В большинстве опубликованных данных о составе МР отсутствуют цифры, характеризующие содержание кремнезема — основного компонента кварцевых жил.

Одна из причин представлений об относительно низких концентрациях рудообразующих гидротермальных растворов кроется в использовании опытов по растворению кварца, сульфидов и других минералов в воде, что методологически некорректно, так как минералы являются продуктами деятельности МР, а

не исходными веществами. В действительности достоверно не известны ни формы нахождения и переноса химических элементов во флюидах, ни структура самих флюидов; большинство выводов и представлений дискуссионны, несмотря на усилия исследователей в этой области геохимии и минералогии.

Идея образования рудоносных, в том числе кварцевых жил в результате кристаллизации специфических рудных магм, как известно, была высказана Дж. Сперром [Spurr, 1929] в начале XX в. Пегматиты, по А.Е. Ферсману [1940], являются продуктами эволюции остаточных расплавов. Не отрицали возможности образования оловорудных жил из рудных магм О.Д. Левицкий и С.С. Смирнов. А.Г. Бетехтин и О.Д. Левицкий [Основные проблемы, 1953] искали выход для объяснения концентрации рудных минералов и специфических ритмично-слоистых текстур с криволинейными поверхностями раздела в превращении разбавленных растворов на определенном этапе эволюции в коллоиды. Существенную роль коллоидам на стадии формировании золотоносных кварцевых жил отводили Ф.В. Чухров, Л.В. Фирсов, Н.В. Петровская, В.И. Кормилицын, Ф.А. Летников, В.Н. Вилор и др.

Однако привлечение коллоидов не решает проблемы источников и природы концентраций кремнезема и других компонентов в МС, порождающих рудоносные кварцевые жилы. О.Ф. Татл [1961] пришел к возможности существования водного силикатного расплава в системах $Na_2O—K_2O—Al_2O_3—SiO_2—H_2O$, обогащенных летучими при относительно низких давлениях и переходе их в гидротермальные растворы.

Многолетний опыт изучения кварцевых жил привел автора к необходимости обосновать идею образования рудоносных кварцевых жил из высококонцентрированных флюидов или растворов-расплавов, или магм [Юргенсон, 1975, 1984а, б]. В настоящее время многие исследователи также склоняются к этому. Подобные идеи прозвучали и на Бетехтинском симпозиуме в 1997 г. [Бортников и др., 1997; Величкин и др., 1997; Летников, 1997; и др.].

В отличие от представлений о сугубо коллоидном происхождении ритмично-слоистых агрегатов с криволинейными поверхностями раздела и сферолитами, автор считал их продуктами быстрой кристаллизации из густых силикатных флюидов (растворов-расплавов или специфических магм), в которых главными компонентами являются кремнекислоты, гидрооксо-, тио-, хлоридные и фторидные комплексы металлов.

Исходя из результатов изучения расплавных включений, некоторые исследователи признают, что пегматиты и другие постмагматические тела образуются в процессе эволюции магм, химические элементы в которые поступают не в результате *растворения* водой при высоких температрах, а вследствие *расплавления* при ее участии. Это подтверждается данными по содержанию воды в магмах от 4,3 до 5,9 % по Dunbar Nelia et al. [1989], 0,1–8,5 % по В.Б. Наумову и т.д., что не может быть объяснено растворимостью минералов в воде. На различных временных отрезках существования расплавов (магм) формы нахождения в них химических элементов, вероятно, могут быть различными. Но бесспорен факт, что существенное значение для перехода их в твердую фазу имеет процесс кристаллизации расплавов либо распад структур, обеспечивающих нахождение тех или иных химических элементов в

гомогенном флюиде, в процессе направленного изменения *PTX*-характеристик в данной МС. Данные о растворимости минералов являются основой лишь для изучения процессов растворения и переотложения минералов с учетом влияния минерализаторов в экспериментальной минералогии, выращивании кристаллов в термоградиентных гидротермальных системах, а также экзо-, гидро- и гипергенном минералообразовании. В настоящее время достигнуты некоторые успехи в эксперименте по растворению кварца при высоких температурах и давлениях [Акинфиев, 2001].

6.2.2. Пределы вариаций физико-химических характеристик условий образования жильного кварца и кварцевых жил

Как показали Л.Н. Хетчиков и др. [Минералогическая термометрия..., 1968], концентрации компонентов в индивидуальных включениях и водных вытяжках из кварца меньше, чем в маточных растворах. Содержания Na в маточном растворе, индивидуальном включении и в водной вытяжке составили соответственно (мас.%) 12,8; 10,0 и 8,0 в одном опыте и 16,32; 15,0 и 0,032 г/л в другом; т.е. меньше в 1,1–1,3 раза в индивидуальных включениях и в 1,6–510 раз в водных вытяжках в сравнении с маточным раствором. В.С. Балицкий приводит содержания SiO_2 во включениях в трех экспериментально полученных кристаллах кварца, которые (г/л) составляют 7,0, 10,8 и 6,6, а в "отработанных" растворах соответственно 32,1, 30,6 и 4,0. Эти цифры свидетельствуют об уменьшении (в 4,6 и 2,83 раза) и увеличении в 1,6 раза содержаний SiO_2 во включениях по сравнению с "отработанными" растворами. Содержания SiO_2 в исходных растворах отсутствуют, но они, несомненно, должны быть значительно больше, чем в "отработанных". Сказанное однозначно свидетельствует о существенном уменьшении концентраций SiO_2 в ГЖВ по сравнению с МР, поэтому использование концентраций в ГЖВ для оценок концентраций главных жилообразующих элементов требует существенных поправок.

В результате обобщения многолетних (1971–1995 гг.) термобарогеохимических исследований, проводившихся на каменном материале автора в лаборатории минералогии ЗабНИИ (более 2000 определений физико-химических характеристик ФВ, 181 анализ водных вытяжек, 2543 определения давления на основе использования величины H_2O/CO_2), методом криометрии (27 определений) также на основе обширных литературных данных оценены пределы вариаций температурного диапазона кристаллизации, концентраций МР и давлений, сведенных на рис. 123.

Концентрации минералообразующих флюидов варьируют от 80–90 % для аплитовых, графических и апографических зон пегматитов до единиц процентов на заключительных стадиях формирования в них хрусталеносных погребов. Жильный кварц большинства рудных месторождений в начале процесса кристаллизуется из высококонцентрированных (>50 %) растворов (по существующим классификациям — рассолов или растворов-расплавов). Это относится к пегматитам, месторождениям порфировой [Реддер, 1987; Лазько и др., 1981], грейзеновой [Реддер, 1987; Иванова, 1976; Иванова, Наумов, 1989], некоторым золоторудным средне-, малоглубинных, а также полиметаллических форма-

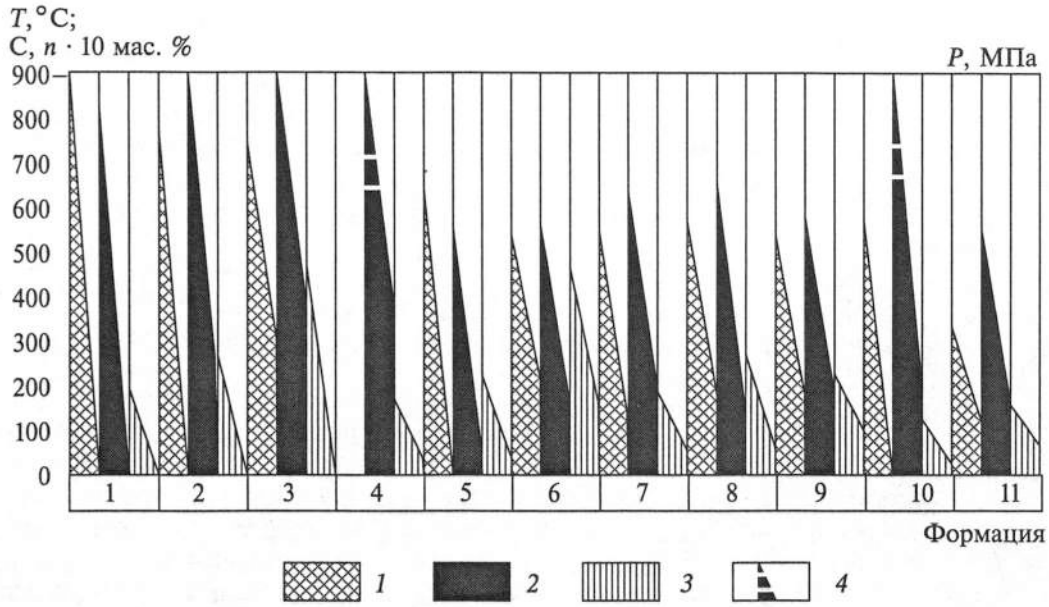


Рис. 123. Пределы вариаций физико-химических характеристик условий образования кварца.

Составлено на основе обработки термобарогеохимических данных по определению температур гомогенизации и фазового состава ФВ (2037 проб), водных вытяжек (131 проба), оценки давлений методом криометрии и ИКС (3248), лаборатория минералогии ЗабНИИ, аналитики Е.В. Фомина, В.И. Пивцаева, Р.И. Выдрик, М.С. Кириллова, Т.Н. Юргенсон, А.А. Чепуштанова, а также литературных данных [Андрусенко, Щепотьев, 1974; Ануфриев, 1968; Базаров, 1968; Бакуменко, 1966; Бакуменко, Косухин, 1981; Балицкий, 1978; Доломанова и др., 1972; Дорошенко, 1971; Захарченко, 1971; Зорина и др., 1996; Иванова, 1976; Иванова, Наумов, 1989; Лазько и др., 1981; Месторождения Забайкалья, 1995; Минералогическая термометрия..., 1965, 1968; Наумов и др., 1988; Прокофьев, Зорина, 1994; Прокофьев, 2000; Реддер, 1987; Рейф, 1980; Рейф, Бажеев, 1982; Рейф, Ишков, 1983; Сидоров, 1978; Соболев и др., 1964; Таланцев, 1990; Черепанов, 1971; Шмакин, 1976 и др.; Юргенсон, 1984а, б, 1991а, 1996а, 1997; и др.].

1 — температура; *2* — общая минерализация; *3* — давление; *4* — экстраполяция. Цифры на диаграмме — пегматиты: 1 — камерные, 2 — редкометалльные, 3 — мусковитовые; формации: 4 — порфировая, 5 — грейзеновая; гидротермальные: 6 — глубинная золотокварцевая; 7–9 — среднеглубинные: 7 — золотосульфидно-кварцевая, 8 — золотокварцево-сульфидная и сульфидно-касситеритовая, 9 — золотокварцевая; 10, 11 — малоглубинные: 10 — золотосеребряная, 11 — флюоритовая.

ций. Для флюоритовых месторождений кварц-флюоритовой формации В.М. Зациха и З.М. Ляшкевич приводят концентрации растворов 44–55 %, А.А. Черепанов [1971] — 16–26 % в начале и 3–1 % в конце процесса. Наиболее высокая концентрация солей (90 %) установлена нами во включениях в кварце Многовершинного месторождения [Юргенсон, 1984б]. Концентрации солей во включениях растворов, формировавших золотосеребороносные жилы Балейско-Тасеевского месторождения, находятся в пределах 52–1 %. Конкретные цифры *PTX*-параметров МС даны в работе [Юргенсон, 1996а] и здесь не рассматриваются.

В практике изучения гидротермальных растворов имеются свидетельства высоких концентраций солей. Так, по данным Д.Е. Уайта и др. [1965], геотермальной скважиной в Калифорнии на глубине 1570 м вскрыты рассолы сущест-

венно Na-Ca-K состава с температурой 370–270 °С и общей минерализацией 33,2 %. Содержания рудных компонентов (мас.%): Fe — 3,0, Sr — 2,0, Mn — 1,0, Zn — 0,05, Pb — 0,01, Cu — 0,002 и Ag — 0,0002. Приведенный пример с учетом того, что кремнезем в рассоле не определялся, а значительная его часть в виде нерастворимого осадка, скорее всего, выделялась на более глубоких горизонтах или на границе перфорированной обсадной колонны, свидетельствует о существовании в природе высококонцентрированных высокотемпературных флюидов. Подтверждением являются данные В.Б. Наумова и др. [1988] по месторождению Кочбулак, где для индивидуальных высокотемпературных (465–425 °С) ФВ раннего кварца установлены концентрации более 60 % мас.% · экв. NaCl и высокие концентрации Ag и Te. В результате экспериментальных работ В.С. Балицкого [1978], Л.Н. Хетчикова [Минералогическая термометрия..., 1968], а также использования локальных методов анализа ФВ [Рейф, Ишков, 1983; Рейф, Бажеев, 1982; Наумов и др., 1988; и др.] стало возможным поднять концентрации ФВ до 68–70 мас.% · экв. NaCl, вольфрама 0,4–0,5 мас.%, Ag и Te — 0,1 %. Отметим лишь тот примечательный факт, что данные Ф.Г. Рейфа и др. (1994 г.) о содержании 0,4–1,5 мас.% W в силикатных расплавных включениях сопоставимы с промышленными содержаниями его в вольфрамитсодержащих кварцевых жилах.

В тех случаях, когда в ФВ определялась $HSiO_3^-$, концентрации ее составляли от 23 до 80 % состава водных вытяжек (на примере для кварца Многовершинного месторождения). По данным многих исследователей, хлориды и фториды натрия, калия, лития, а также углекислота, накапливаются в растворе по мере выделения из него кремнезема. Следовательно, доля кремнезема в исходных растворах может быть еще больше. Содержание $HSiO_3^-$ в МР возрастает с глубиной (табл. 84), что согласуется с возрастанием от верхних частей жил к срединным доли кварца в их объеме. Анализировался лишь массивно-шестоватый кварц средних по времени формирования генераций, образование которых шло не из самых высококонцентрированных МР. Подготовка монофракций для анализа из полосчатых и массивных тонкозернистых агрегатов, содержащих примеси других фаз, невозможна.

Таким образом, во-первых, концентрации МР достаточно высоки, чтобы считать их слабоконцентрированными растворами, и следует принять их верхний предел 55–90 %, соответствующий либо высококонцентрированным рассолам, либо расплавам, во-вторых, для типичных собственно кварцевых жил, за исключением адуляpово(или слоисто-силикатно)-кварцевых жил малоглубинных формаций, верхний предел примерно одинаков и достигает 55–67 %. Это свидетельствует о том, что рудоносный кварц и слагаемые им жилы образуются из близких по концентрации МР. Отличие заключается в геохимической специализации. Сопоставление состава водных вытяжек из кварца золоторудных месторождений показывает, что в них из анионов

Таблица 84

Изменение с глубиной концентраций флюида (Балейско-Тасеевское месторождение)

Горизонт опробования, м	Содержание $HSiO_3^-$, г/кг H_2O	Общая минерализация, мас.%	Доля $HSiO_3^-$, мас.%
166	52	22,6	23
216	117	43,3	27
266	80	27,6	29
316	90	28,1	32
Северный карьер	132	35,7	37

присутствуют H_2S, SO_4^{2-}, NH_3, Cl^-, F^- при подчиненном количестве F. В водных вытяжках и индивидуальных включениях в кварце оловорудных и редкометалльных месторождений F преобладает над Cl, присутствует Li. Такие же данные приводят Ю.П. Трошин и С.М. Бойко во Шерловой Горе [Бойко и др., 1983]. В ФВ кварца месторождений флюорита резко преобладает F при содержании Li^{1+} ниже порога чувствительности анализа. По данным Г.Ф. Ивановой [1976], в ФВ кварца месторождений вольфрама присутствуют W, Mo. Эта особенность подтверждается данными Ф.Г. Рейфа. Анализ имеющихся данных по составу и концентрациям элементов в ФВ, достигающих нередко 30–60 % их массы, позволяет сопоставлять их с термальными рассолами. Если учесть в них резкое преобладание из металлов Na, а из анионов Cl^- и HCO_3^- и близость их к составу минерализованных вод, вскрываемых буровыми скважинами и горными выработками в пределах рудных полей, следует признать, что они являются остаточными, отработанными растворами, на что указывали многие исследователи.

Температурный диапазон кристаллизации кварца практически одинаков для кварцевых жил большинства рудных формаций.

Жильный кварц большинства месторождений начинает формироваться при температурах выше 573 °С. Это относится прежде всего к жильному кварцу пегматитов и оловорудных жил, в которых методами рентгеноструктурного [Доломанова и др., 1976] и ИК-спектрофотометрического анализов устанавливаются реликты подрешеток β-кварца, кристаллизующегося при температурах выше 573 °С. Кварц вольфрамоносных жил также начинает кристаллизоваться при температурах, превышающих 500 °С [Иванова, 1976]. Следует учесть и данные по выделению воды и углекислоты из кварца при его нагревании. Практически для кварца всех золоторудных формаций, в том числе и малоглубинных, этот процесс не заканчивается при 600 °С — температуре, которой обычно ограничивали нагревание (см. рис. 9). Выход воды из кварца при температурах 600 °С и выше свидетельствует о присутствии в нем расплавных включений, что указывает на необоснованность представления о так называемых эпитермальных месторождениях.

Большинство опубликованных измерений температур гомогенизации ФВ выполнено для относительно поздних и действительно низкотемпературных кристаллически-зернистых агрегатов либо кристаллов кварца [Андрусенко, Щепотьев, 1974; Лазько и др., 1981], тогда как основная масса продуктивного жильного кварца ранних и главных генераций либо имеет скрытокристаллическое строение, либо сложена тонкозернистыми агрегатами, не содержащими ФВ, пригодных для изучения этим методом. Следует признать, что жильный кварц месторождений большинства рудных формаций формируется в широком температурном диапазоне — от 600–500 до 70 °С. При этом истинные значения границы температуры начала кристаллизации остаются неизвестными. Меньшие температуры начала кристаллизации кварца характерны для месторождений фтороносных формаций, что связано с особой ролью F как минерализатора, способствующего высокой подвижности рудообразующего флюида и снижающего температуру начала кристаллизации кварца с минимальным значением до 310 °С [Черепанов, 1971].

Величина **давления** в водно-силикатных МС, как уже показано, варьирует от 450 до 0,1 МПа в зависимости от глубины образования месторождений. Для мусковитовых пегматитов, месторождений гранулированного кварца, некоторых золоторудных, в частности Колар, относимых к глубинным, с учетом геологических ситуаций и литературных данных принята глубина образования более 3 км [Шмакин, 1976; и др.]; для средне- и малоглубинных соответственно 3,0–0,5 и 1,0–0,12 км [Петровская, 1973; Юргенсон, 1991а; и др.]. Изучение надрудной части I рудной зоны Тасеевского месторождения показало, что граница верхнего выклинивания жил, локализованных в конусе, сложенном опалово-халцедоновыми гейзеритами и грязелавобрекчиями, образовавшимися при излиянии на дневную палеоповерхность высококонцентрированных кремнесодержащих гидротерм, находится в 10–30 м от палеоповерхности нижнемелового возраста. Поэтому следует определить верхнюю границу глубины формирования жильного кварца малоглубинных месторождений около 0,01 км.

6.2.3. Эволюция водно-силикатного расплава

Максимальные концентрации рудных элементов устанавливаются в расплавных включениях ранних генераций кварца. Все это свидетельствует о том, что в процессе эволюции рудообразующее вещество сначала (до 375 °С) находилось в виде водно-силикатного расплава, обогащенного рудными, когда преобладал процесс его раскристаллизации. При дальнейшем охлаждении, перейдя критическую точку воды, оно переходило в состояние рассола, из которого продолжал кристаллизоваться остаточный кварц и рудные, с постепенным превращением МР в относительно разбавленный отработанный раствор, по составу соответствующий первичным и первично-вторичным ГЖВ, имеющих много общего с минеральными водами (табл. 85).

Практика изучения ФВ последовательно образованных агрегатов показывает, что для приконтактовых ранних генераций кварца, ассоциирующего с полевыми шпатами, преобладают расплавные включения с содержаниями рудных (Au, Ag, W, Te), сопоставимыми с таковыми для руд. В основной массе продуктивного кварца присутствуют ФВ с концентрациями 60 мас.% экв. NaCl

Таблица 85

Эволюция МС, обогащенной SiO_2

Температура, °С	Состояние МС	Состав
Более 375	Флюид, обогащенный кремнеземом, летучими, щелочными и рудными элементами	$HSiO_3^-$, K^+, Na^+, Cl^-, HCO_3^-, F^-, $HAlO_2$, S^{2-}, Sb^{3+}, As^{3+}, рудные
375–290	Рассолы	То же, преобладает Na^+, Cl^-, F^+, HCO_3^-, высокие содержания $HSiO_3^-$ и рудных, элементов V и VI групп
290–180	Растворы, в близповерхностных условиях — коллоидные	То же
180–50	Истинные остаточные слабо концентрированные растворы	Na^+, Cl^-, HCO_3^-, Ca^{2+}, Mg^{2+}, редко — SO_4^{2+}

(см. рис. 123) с высоким содержанием $HSiO_3^-$ и рудных. В срединных частях жил присутствуют ГЖВ с концентрациями до первых процентов экв. NaCl.

В эксперименте Ю.М. Путилиным, О.В. Рекиным и другими исследователями ВНИИСИМС установлено, что формы миграции кремнезема в высококонцентрированных флюидах при условии высокой их щелочности могут иметь вид SiO_3^-, $Si_2O_6^4$, $Si(OH)_4$, $(H_2O) \cdot SiO(OH)_5^-$, $SiO_2O_7^{6-}$, $Si_3O_7^{2-}$ и др. По данным В.Н. Анфилогова и др., в интервале 33–66 мол.% SiO_2 основными структурными единицами силикатного расплава являются анионы SiO_4^{4-}, $Si_2O_7^{6-}$, $Si_3O_9^{6-}$ и $Si_4O_{10}^{4-}$. Наиболее вероятно, что наряду с тиокомплексами и другими перенос халькофильных металлов происходит в форме $(H_2O) \cdot Si(OH)_5 \cdot Me$. Возможность переноса Au в расплаве, содержащем воду, показана в эксперименте Д.С. Глюком (1986 г.). Отрыв металла от гидро-силикокомплексов происходит в слабощелочной среде в процессе гелеобразования, который, по данным В.Н. Румянцева, идет через полимеризацию водосодержащих силикатных анионов $[Si(OH)_5 \cdot 5H_2O]$ с образованием плохо упорядоченных массивных тонкозернистых агрегатов.

Известно, что массовая полимеризация кремнезема начинается при 290 °С. При этом полимеризатором может выступать углекислота, особенно при концентрации ее более 10 %. Однако активное действие ее возможно лишь при давлении более 0,15 МПа, так как при меньшем давлении CO_2 не удерживается в растворе, если учесть, что давление в МС обычно более этой величины, как уже показано. По данным Ф.А. Летникова и Н.В. Вилора [1981], в слабощелочном 5-процентном растворе NaCl (концентрации в МС по массе эквивалента NaCl в основном более этой величины, а pH суспензий большого числа измерений монофракций рудоносного кварца и индивидуальных ФВ находятся в пределах 7,5–9,0) кремнезем при температурах 400–20 °С переходит в коллоидальные агрегаты, обладающие способностью сорбировать серебро, алюминий, одно- и трехвалентные катионы золота. Это находит подтверждение в развитии на всех месторождениях малоглубинных формаций дендритов и дендритоидов золота, являющихся продуктами раскристаллизации золотосодержащих гелеподобных растворов, на что впервые обратила внимание Н.В. Петровская.

Основная причина связи Au и других металлов с кварцем заключается как в возможности его миграции в составе высококонцентрированных флюидов (существенно силикатных расплавов и рассолов), так и во вхождении в структурные каналы с последующим перераспределением в затвердевшей массе с образованием гнезд, прожилков, самородков, выполняющих остаточные полости и т.д. Возможность миграции рудных элементов в кварце обусловлена тем, что ионные радиусы большинства химических элементов меньше 2 Å, что соизмеримо с диаметром структурных каналов в кварце. Этот вывод подтверждают данные Р.И. Машковцева [1978] о возможности вхождения серебра и меди в его структуру, а также синтез В.С. Балицким [1978] тантал- и вольфрамсодержащего кварца. Экспериментальное подтверждение такого процесса уже описано (см. разд. 2.2, с. 54).

6.2.4. Особенности строения кварцевых жил как следствие эволюции водно-силикатного расплава

Вывод об образовании кварцевых жил из высококонцентрированных, высокоплотных и относительно вязких флюидов подтверждается структурно-текстурными особенностями кварцевых жил, рассмотренных выше (см. разд. 2.2.–2.4). В приконтактовых частях большинства кварцевых жил, в лежачих и висячих боках, присутствуют обломки вмещающих пород, взвешенные в массе кварца. Эта особенность, а также резкие контакты, зональное строение жил, заключающееся в развитии в направлении от контактов к осевой части трех зон существенно кварцевого состава (приконтактовая тонко-мелкозернистая с силикатами и ранними генерациями рудных минералов; мелко-среднекрупнозернистая с примесями преимущественно рудных минералов и осевая часть жилы — друзоватый, шестовато-гребенчатый кварца с поздними силикатами, рудными и карбонатами), характеризующих нормальную температурную последовательность выделения минералов от контактов к осевой части жил; отсутствие в главной массе жил многократных пересечений; относительно устойчивый в пределах крупных частей жил минеральный состав; единая последовательность образования слагающих их минералов — все это свидетельствует о едином процессе кристаллизации кварца из существенно силикатных высококонцентрированных МС.

При изучении ритмично-слоистых существенно кварцевых тел и жил месторождений золота, серебра, олова, вольфрама, молибдена, тантала, флюорита различных рудных формаций, включая пегматиты, грейзены, гидротермальные месторождения, установлены следы течения существенно силикатных или алюмосиликатных масс.

Для существенно кварцевых тел, локализованных в сланцах (например, золоторудных месторождений Советское, Токур, Любавинско-Хавергинский рудный узел, Мурунтау, Нежданинское и др.), типичны послойные инъекции кварца, нередко участвующие в складчатости вместе с вмещающими сланцами (или их ксенолитами), на ранних стадиях их структурирования. Наши выводы о высокой плотности МС подтверждаются на примере месторождения Кочбулак данными В.Б. Наумова и др. [1988]: для индивидуальных ФВ раннего кварца плотность МР составляет 1,9–2,1 г/см^3. Об этом свидетельствуют также широко распространенные текстуры с взвешенными в массе поздних генераций кварца отторженцами, обломками ранних генераций.

Таким образом, имеющийся огромный материал по составу ФВ в кварце, а также строению и структурно-текстурным особенностям кварцевых жил свидетельствует об образовании рудоносных кварцевых жил из высококонцентрированных высокоплотных силикатных расплавов, обогащенных летучими (H_2O, CO_2, Cl, F), щелочными (Na, K, Li) и рудными (Au, Ag, Te, W и др.) элементами.

6.2.5. Жильный кварц — продукт эволюции водно-силикатного расплава

Если принять во внимание сказанное выше о концентрациях $HSiO_3^-$ и NaCl мас.% · экв., составляющих основу флюида, и содержаниях воды (не менее 8–10 %), следует признать, что он представляет собой водно-силикатный

расплав, что согласуется с выводами Ф.Г. Рейфа и др. о водно-силикатных рудообразующих расплавах. Справедливость выводов о водно-силикатном составе расплавов может быть подтверждена сравнением с данными Я.Б. Ловенштерна [Lowenstern, 1994] о том, что стекловидные включения в кристаллах кварца из выбросов туфов Пайн-Гроува (Юта, США) представляют собой застывший силикатный расплав, содержащий 6–8 мас.% воды и 60–960 ч/млн углекислоты. Расчет соотношений воды и углекислоты дает вариации в пределах 62,5–1333, что соответствует нашим данным для халцедона и опаловидного кремнезема надрудной зоны Тасеевского месторождения (см. разд. 2.4, табл. 10).

Таким образом, МР, образующие рудоносные кварцевые жилы, характеризуются следующими свойствами: высокой (до 87 % $H_2SiO_3^-$ и 68–76 мас.% · экв. NaCl) концентрацией, обязательным присутствием воды, углекислоты, других летучих (F, Cl, S, As, Te, N), рудных элементов, содержание которых соизмеримо с таковым в кварцевых жилах; высокими плотностью (до 1,9–2,1 г/м^3) и вязкостью; верхним пределом температуры выше 573 °С; верхним пределом давления не менее 450 МПа. Последнее свидетельствует о том, что рудоносные кварцевые жилы являются продуктами специфических силикатных расплавов.

Эти выводы корреспондируются с известной концепцией Сперра о рудных магмах. Возможность такого генезиса кварцево-рудных (оловорудных) жил не исключал и С.С. Смирнов, который писал: "...не подлежит сомнению, что в ряде случаев мы встречаемся с результатами деятельности растворов, весьма близких по своей природе к рудным магмам Сперра" [1955, с. 148].

О возможности непрерывного перехода от водного силикатного расплава к гидротермальным растворам даже при относительно низких давлениях в системах $Na_2O—K_2O—Al_2O_3—SiO_2—H_2O$, обогащенных летучими и щелочными металлами, как уже указывалось, сделал вывод О.Ф. Татл [1961]. К выводу об образовании кварцево-золоторудных жил в результате эволюции расплавов пришли А.Г. Миронов и др. [Экспериментальные исследования..., 1989]. Если исходить из приводимых в их работе экспериментальных данных о растворимости золота во флюиде, равной $1 \cdot 10^{-4}$ моль/кг ($197 \cdot 10^{-4}$ г/кг, или 19,7 г/т), то оно вполне сопоставимо со средним значением его промышленных содержаний в рудоносных кварцевых жилах. Более того, по данным этих авторов, "...растворимость золота в водных флюидах при температуре магматического процесса" (с. 50), составляющей 820 °С, и давлениях около 100 МПа варьирует от $5 \cdot 10^{-3}$ до 0,5 мас.% (1N HCl). Последнее соответствует 5000–10 г/т Au, что также фактически наблюдается в кварцевых жилах месторождений малоглубинных формаций, характеризующихся высокими содержаниями Au (до 346 кг/т в кварце Тасеевского месторождения). Это же относится и к концентрациям W (данные Ф.Г. Рейфера), Ag и Te [Наумов и др., 1988]. Согласно выводам И.Я. Некрасова [1984], олово-кремниевые соединения "...могли быть основной формой существования Sn в системах, формирующих месторождения пегматитовой, альбит-грейзеновой и касситерит-кварцевой формаций" (с. 220), а "...в расплавах растворяются первые проценты Sn^{2+} и других металлов" (с. 219), что также согласуется с представлением о достаточности концетраций Sn в остаточном расплаве, и в силу обогащенности водой, щелочами и летучими, обладающими большой подвижностью, способностью проникновения в верхние части рудно-магматических систем и

способностью образовывать оловоносные миароловые граниты, пегматиты и кварцевые жилы с промышленным оруденением. О несоответствии наблюдаемым фактам представлений об образовании рудных месторождений вследствие деятельности классических гидротермальных растворов писали А.А. Маракушев и Н.И. Безмен [1992] и др.

Все сказанное позволяет сформулировать следующее: жильный кварц рудных месторождений является продуктом эволюции существенно силикатных расплавов, обогащенных летучими (H_2O, CO_2, Cl_2, F_2, N_2) щелочными и рудными элементами.

6.3. О геохимической специализации как типоморфном признаке источника жилообразующего вещества

При рассмотрении типохимизма жильного кварца показано, что его геохимическая специализация соответствует рудно-формационной принадлежности. Как правило, пределы вариаций содержаний главных рудных элементов, определяющих промышленную ценность конкретных объектов, достаточно определенны. Эта определенность, обусловленная относительным постоянством химического (а в большинстве случаев и минерального) состава рудоносных кварцевых жил с учетом практически единых закономерностей распределения отдельных химических элементов, соответствующих им минералов-концентраторов и их групп, свидетельствует о том, что каждый из рудно-формационных типов кварцевых жил является продуктом расплавов вполне определенного химического состава. А они, в свою очередь, представляют собой продукты эволюции геохимически специализированных рудоносных магм. Связь рудных месторождений со специализированным на те или иные элементы магматизмом общеизвестна.

6.4. О некоторых морфоструктурных особенностях кварцевых жил и возможном механизме заполнения жильного пространства

Анализ структур рудных полей, морфоструктурных особенностей кварцевых жил, ритмично-зонального их строения свидетельствует о единой последовательности выделения минеральных ассоциаций и позволяет предложить следующий механизм их образования.

Анализ форм, изменчивости мощностей и минерального состава по падению кварцевых жил свидетельствует о том, что все они имеют конечные размеры и форму резко уплощенной линзы, асимметричной кверху (среднее соотношение длины по падению к мощности находится в пределах 380–980). Конечные размеры определяются конечным объемом каждой порции расплава, образующего данную жилу. При этом при прочих равных условиях выклинивание в верхней части жил резче такового на глубине. В месторождениях малоглубинных формаций вертикальная протяженность жил вообще меньше, а про-

дуктивная их часть едва достигает 250–300 м (рис. 124). Кроме того, для малоглубинных месторождений выклинивание по вертикали вообще резче, чем для среднеглубинных.

В зависимости от физико-химических характеристик водно-силикатных расплавов, их объемов, масс, разности кинетической энергии и литостатического давления, меры изотропности-анизотропности вмещающих пород и геодинамической обстановки, влияющих на скорость движения расплава и проходимый им путь, а также меру закрытости-открытости всей системы, кристаллизация силикатных расплавов происходит на различных расстояниях от магматического очага и различных глубинах от дневной поверхности. Это определяет градиенты зональности, вертикальный размах оруденения и локализацию богатых руд в кварцевых жилах.

Наиболее полно и ярко механизм формирования рудоносных кварцевых жил может быть расшифрован при изучении относительно молодых близповерхностных месторождений, где сохранилось их ритмично-слоистое строение.

Периферические части всех жил характеризуются меньшими значениями степени СКС (в 1,5–2 раза), возрастанием величины ***K***, а также доли карбонатов по сравнению с мощными срединными частями, что свидетельствует о большей

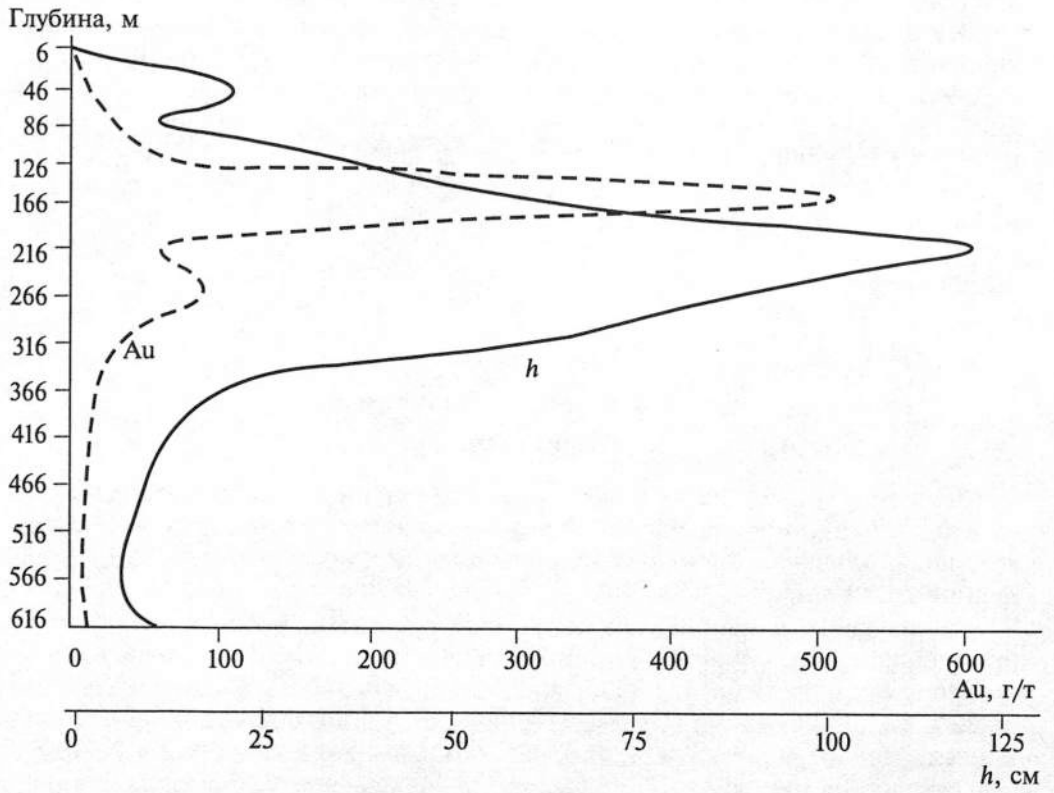


Рис. 124. Изменение с глубиной содержаний Au и мощностей (*h*) кварцевых жил месторождений МЗСФ.

мере открытости МС в ее периферических частях. Обилие взвешенных в приконтактовой массе кварца обломков вмещающих пород, нередко вынесенных с относительно глубоких частей разреза вмещающих толщ, свидетельствует о том, что силикатный рудоносный расплав продвигался по тектонически ослабленным зонам, раздвигая на фронте движения толщу вмещающих пород и захватывая их фрагменты. Именно жилы с брекчиевидной текстурой, а она развита в приконтактовых частях почти всех жил, свидетельствуют о том, что они образуются вследствие ***раздвигания внедряющимся расплавом*** трещин, а не выполнения ими заранее подготовленного пространства. По сути дела, раскрывание трещин происходит на фронте движения расплава, что в определенной мере согласуется с представлениями Г.Л. Поспелова. Подобное толкование механизма формирования кварцевых жил мы видим у Л.В. Фирсова, который большую роль отводил коллоидам. Убедительные примеры подобного же строения приконтактовых частей жил золотокварцевой формации Яно-Колымского пояса приведены в его монографии [Фирсов, 1985]. Он полагает, что они сформированы вследствие "быстротечного" (с. 35) выполнения трещин. В природе известны случаи высокой подвижности студней кремнекислоты с концентрациями до 50 % при высоких температуре и давлении. По данным С.И. Набоко [1980], в момент вытекания их трещин в озерных отложениях кальдеры влк. Головнина на о. Кунашир студень кремнезема с концентрацией 45,64 % имел высокую температуру, а после некоторого времени нахождения в банке превращался в белый порошок.

6.5. О причинах ритмичного строения кварцевых жил. К теории триад

6.5.1. Триада как типичный генетико-структурно-текстурный элемент рудоносной кварцевой жилы

Об эволюционном процессе развития заполнившей трещину порции минералообразующего флюида или расплава свидетельствует зональное строение жил, заключающееся в развитии в направлении от контактов к осевой части трех последовательно развитых зон существенно кварцевого состава: 1) приконтактовая тонко-мелкозернистая с силикатами и ранними генерациями рудных минералов; 2) мелко-средне-крупнозернистая с примесями преимущественно рудных минералов; 3) осевая часть жилы — друзоватый, шестовато-гребенчатый кварц с поздними силикатами, рудными и карбонатами, характеризующими нормальную температурную последовательность выделения минералов от контактов к осевой части жил. Отсутствие в главной массе жил многократных пересечений, относительно устойчивый в пределах крупных частей жил минеральный состав, единая последовательность образования слагающих их минералов однозначно свидетельствуют о формировании их из однократно внедренных вязких флюидов высокой плотности (иначе обломки вмещающих пород в пологих трещинах не могли бы оставаться во взвешенном состоянии, смещаясь к лежачему боку) и концентрации.

В последовательно образованных частях кварцевых жил выявлена единая очередность образования определенных групп слагающих их минералов: наиболее высокотемпературные (силикаты и алюмосиликаты, частью кварц) слагают приконтактовые части, затем следуют менее высокотемпературные рудные минералы (оксиды, вольфраматы, сульфиды молибдена, железа, самородные элементы), вслед за которыми выделяется основная масса кристаллически-зернистого кварца, ассоциирующего с фторидами, поздними силикатами (турмалином, слоистыми силикатами) и поздними генерациями оксидов, вольфраматов, сульфидов и сульфосолей. Завершаются процессы формирования жил карбонатами, поздними генерациями флюорита и силикатов (хлорит, гидрослюда, пренит, цеолиты и др.)

Единичные ритмы (микроритмы) имеют мощность от долей миллиметра до 1 см и более. Число таких ритмов на 10 см мощности жилы может достигать двух-трех десятков. В наиболее общем случае по мере удаления от контакта к осевой части в каждом последующем ритме относительные количества алюмосиликатов и рудных уменьшаются, а кварца возрастают. В этом направлении в жильном материале происходят в принципе однонаправленная смена текстур и возрастание мощностей слоев-ритмов; кварц из микросферолитового становится микрозернистым, затем микродрузоватым с обилием дендритных и скелетных, так называемых, пластинчатых агрегатов. Ближе к осевым частям преобладают массивные, массивно-пластинчатые, шестоватые, микросферолитовые, гребенчатые агрегаты. В осевых частях жил обычны полосы шестоватого и гребенчатого кварца, иногда бледно-дымчатого или аметистовидного, образовавшегося из остаточных растворов. Здесь же встречаются поздние окристаллизованные выделения золота, сульфидов, хлорита, цеолитов. Охарактеризованная последовательность образования универсальна и присуща в равной мере отдельным слойкам в фестончато-слоистых агрегатах, пачкам слоистых агрегатов, крупно- и грубозернистым постройкам, представляющим собой законченные макроритмы. Как правило, наиболее мощные, выдержанные по последовательности образования составных частей и законченные ритмично-периодические постройки, наблюдаются у лежачих боков жил. Они характеризуются шаговой симметрией, а изменения мощности последовательно образованных слоев имеют тенденцию к периодичности и развитию по спирали.

В пространственном изменении структурно-текстурного облика кварцевых агрегатов в каждом из сечений жил намечается вертикальная макрозональность в частных поперечных разрезах, отраженная в ритмично-периодической направленности изменения структур и текстур кварцевых агрегатов от начала процесса формирования жил к концу. В этом проявлена общая закономерность процесса кристаллизации расплава, наблюдаемая на разных уровнях организации вещества месторождений различных рудных формаций. Изменение структур и текстур агрегатов сопровождается аналогичными по направленности изменениями минерального и элементного состава и свойств агрегатов и индивидов. В слоистых агрегатах от приконтактовых ранних слоев к поздним (срединным по положению в жиле относительно контактов крутопадающих жил) ритмично уменьшаются концентрации Au, Ag, Pb, Zn, Sb, Sn, Fe, K, Na, Al, Li, OH. К концу процесса в кварце уменьшается доля неструктурных приме-

сей и возрастает — структурных, что отражается на возрастании интенсивности ЕТЛ, уменьшении микротвердости и температуры α-β-перехода. В этом же направлении уменьшаются общая минерализация МР и суммарное количество выделяющейся из кварца при его нагревании воды. Показательны возрастание степени СКС кварца по мере снижения температуры гомогенизации и доли газовой фазы в системе, уменьшение концентрации растворов по мере выделения кремнезема и сопутствующих компонентов при охлаждении относительно закрытой и относительно термостатированной (по определению В.А. Нарсеева [1973]) системы.

Такое строение жил характерно для большинства месторождений, которые, по образному выражению С.С. Смирнова [1955, с. 159], созданы были "...по единому плану".

Соответственно с рассмотренной слоистостью и последовательностью минеральных ассоциаций, образующих элементарные триады (алюмосиликаты (силикаты) — рудные — кварц) или их ансамбли [Юргенсон, 1984а, б, 1987б], распределены и основные рудные элементы.

Эти данные свидетельствуют об едином возвратно-поступательном ходе кристаллизации кварца и сопутствующих ему рудных минералов из одной порции МР. Каждая жила представляет собой одну либо множество описанных выше триад. Они присутствуют в большинстве изученных нами генетических и формационных типов рудных месторождений.

Наблюдаемые в объеме многих жил и их свит в пределах конкретных рудных полей факты взаимопересечений отдельных жил и их составных частей, отличающихся нередко по минеральному составу, структуре и текстуре, большинство исследователей склонно относить к разным этапам и стадиям формирования рудных тел. Отсюда возникло учение о многостадийности формирования как отдельных рудных жил и их частей, так и месторождений в целом. Не отрицая многостадийности формирования полиформационных рудных полей и узлов, где проявлено действительно разновозрастное, разное по составу, связанное с различными источниками рудного вещества и локализованное в разновозрастных структурах различного типа оруденение, основываясь на детальном изучении строения кварцевых жил, характера и последовательности выделения отдельных минеральных видов и их ассоциаций, автором сделан вывод о практически одинаковой для всех жил последовательности минералообразования.

В общем случае для всех изученных рудных месторождений устанавливается последовательность: силикаты, алюмосиликаты (полевые шпаты, слюды, ранние генерации топаза, турмалина и др.) → рудные, включая сульфиды, самородные элементы, сульфосоли, теллуриды, селениды, вольфраматы, танталаты, оксиды (касситерит, гематит и др.) → кварц, топаз.

Взаимоотношения золота и сульфидов с кварцем и вмещающими породами и их ксенолитами в кварце жил этих месторождений, характер и распределение деформационных структур свидетельствуют о том, что сульфидообразование и формирование индивидов золота было длительным и происходило как в процессе становления кварцевых тел в его начале с образованием типичных ореолов пирита либо арсенопирита во вмещающих породах с их окварцеванием, с выделением основной массы пирита и арсенопирита и части золота в призальбандо-

вых частях кварцево-жильных тел, так и при кристаллизации кварца из МР с выделением поздних генераций пирита, арсенопирита, пирротина и главной массы золота в ассоциации с галенитом, сфалеритом, редко сульфосолями.

В осевых частях мощных кварцево-жильных тел наблюдаются друзовые полости с кристаллами кварца, поздних сульфидов, карбонатов, галогенидов и слоистых силикатов. И только при последующих процессах вследствие тектонической активности интенсивно проявились хрупкие и пластические деформации кварца и вмещающих пород с развитием поздних генераций кварца, рудных минералов, слоистых силикатов и карбонатов, в определенной мере затушевавших продукты кристаллизации существенно силикатного расплава. Преимущественное появление карбонатов на кварце в осевых частях жил хорошо увязывается с установленной многими исследователями сменой высокотемпературных хлорид-фторид-калий-литиево-натровых растворов для ранних генераций минералов углекислыми натрово-магниево-кальциевыми для поздних низкотемпературных [Лазько и др., 1981]. Эта закономерность отражает постепенную смену минеральных ассоциаций (алюмосиликаты — силикаты — кварц — карбонаты), образующихся с понижением щелочности и соответственным повышением кислотности в конце процесса формирования жил, обусловленную эволюцией МР. Карбонаты, как правило, начинают качественно новый ритм, образуясь в менее кислотных условиях, чем предшествующие им генерации кварца. Во всех изученных кварцевых жилах от контактов к осевым частям уменьшается содержание рудных элементов, алюминия, железа и щелочных металлов. Это же типично и для их распределения во вмещающих околожильноизмененных породах, что свидетельствует о синхронном начале формирования кварцевых жил и сопровождающих их эндогенных ореолов.

Распределение главных новообразованных минералов (кварц, сульфиды, самородные элементы, полевые шпаты, слоистые силикаты, карбонаты) в ореольном пространстве и в жилах имеет тенденцию к зеркальной симметрии, отражающей противоположные направления векторов движения фронта минералообразования от контакта порции расплава и вмещающей породы.

6.5.2. О взаимосвязи латеральной и вертикальной зональности

Сравнительное изучение кварцевых жил методом детального минералогического картирования [Юргенсон, 1983б, 1984б, 1985; Юргенсон Г.А., Юргенсон Т.Н., 1991] показало, что они характеризуются взаимосвязанной макрозональностью по простиранию, восстанию (падению), склонению и вкрест простирания. Наиболее ярко это проявлено в камерных пегматитах, в жилах малоглубинных и переходных к ним месторождений золота, серебра, флюорита и др., где существенно кварцевые жилы имеют специфические особенности строения. В жилах наблюдается симметрично-зональное распределение преобладающих структурно-текстурных разностей жильного кварца по латерали и симметрично-асимметричное — по вертикали. В целом последовательность смены структур и текстур от ранних (ритмично-слоистых) к поздним (преимущественно массивным, шестоватым, гребенчатым) проявлена от флангов жил к центру и сверху вниз. На примере жилы № 160 Токурского месторождения проиллюстрирована субконцентриче-

ская симметрично-асимметричная зональность в распределении жильного кварца с определенными свойствами (ЕТЛ, СКС, ***K***), которая выявлена в результате минералогического картирования (см. рис. 22) [Юргенсон, 1991г].

Характер изменения концентраций рудных элементов в объеме жилы также выражается в субконцентрически-зональном распределении.

Субконцентрическая зональность свойств жильного кварца в принципе едина и обусловлена единством причин, вызывающих их изменение — закономерностями центростремительной кристаллизации кварца и связанных с ним рудных минералов в процессе эволюционной самоорганизации дискретной порции высококонцентрированного силикатного флюида в объеме жилы.

Особенность субконцентрической зональности — ее осложнение как в связи с четковидным строением, обусловленным раздувами и пережимами, так и с глубиной формирования. С глубиной градиенты значений признаков уменьшаются, что связано с возрастанием роли термостатирования минералообразующей системы, и зональность приобретает вид концентрической симметрично-асимметричной. Кварц Верхнего рудного тела Многовершинного месторождения МЗСФ характеризуется симметрично-асимметричной температурной зональностью (с глубиной $T_{гом}$ сначала уменьшается, а затем возрастает (табл. 86)).

Тенденция к концентрической температурной зональности отмечалась также по I рудной зоне Балейского рудного поля. Эта концентричность увязывается с распределением по вертикали структурно-текстурных разностей жильных существенно кварцевых агрегатов, она же проявляется в изменчивости ряда свойств. Как правило, в верхних половинах жил и рудных зон преимущественно развиты ритмично-слоистые, полосчатые, фестончатые агрегаты, характерны для ранних стадий формирования кварцевых жил. Они же по минералотермометрическим данным оказываются наиболее высокотемпературными, что свидетельствует о существовании температурной зональности, обусловленной тем, что в близповерхностных условиях кристаллизация жильного материала идет сверху вниз, начинаясь в передовых частях, где градиенты температур и давлений максимальны. Указанные особенности зональности можно объяснить только с позиций единой МС.

Проблема единства процесса формирования кварцевых жил и связанной с ним субконцентрической симметрично-асимметричной зональности достаточно легко снимается на основе изучения строения и последовательности минералообразования в ритмично слоистых жилах, где основу их составляет флюорит, а содержание кварца может быть менее 50 % объема жил.

Большинство кварцево-флюоритовых жил имеет ритмично-слоистое строение. Оно проявляется в ритмично-периодической последовательности напластований слоев, сложенных алюмосиликатной составляющей, сменяющейся в направлении от контактов жилы к ее осевой части кварцем, выделению которого иногда предшест-

Таблица 86

Изменение с глубиной объема газовой фазы и температуры гомогенизации газово-жидких включений в кварце Многовершинного месторождения

Глубина, м	Газовая фаза, %		Температура гомогенизации, °С	
	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ
0	36,6	9,5	300	25
50	25,6	2,3	256	21
100	24,4	2,3	250	18
150	17	4	220	2
200	35,4	11	286	27

вуют сульфиды, затем флюоритом. При этом в приконтактовой, дофлюоритовой, части возникает триада алюмосиликаты → сульфиды → кварц, затем в самом общем случае сменяющаяся серией триад, сложенных триадами алюмосиликат (гидрослюда, адуляр и др.) → кварц → флюорит. Данная триада может повторяться многократно, и в ней по мере движения к осевой части жил алюмосиликатная, а нередко и кварцевая составляющие редуцируются, и слой флюорита может достигать значительных мощностей, что обусловлено объемом порции расплава и концентрациями в нем фтора. На фоне генеральной ритмичности, отображающейся в смене минерального состава слоев, ритмично-слоистое строение приобретают и слои, сложенные флюоритом, отличающимся окраской.

В приконтактовой части — это слабоокрашенные зеленые, сменяющиеся фиолетовыми, сине-зелеными, ярко зелеными. Число разноокрашенных слоев флюорита в одной жиле может достигать многих сотен. В срединной части жил, особенно в друзовых полостях или щелях нередки почти бесцветные или бледно-сиреневые щетки и отдельные кристаллы кубического габитуса. Это же характерно и для его кристаллов. Один из фрагментов такого строения жилы Солонечного месторождения в ее приосевой части дан на рис. 125.

Большинство исследователей флюоритоносных жил эту ритмичность объясняют пульсационным механизмом поступления минералообразующих растворов. Однако природа данного механизма еще никем удовлетворительно не объяснена.

Ритмичная слоистость, скорее всего, представляет собой четко выраженную периодичность раскристаллизации кальций-фтор-силикатного расплава, в котором на начальном этапе проявлено, вероятно, ликвационное разделение существенно силикатной и существенно фтор-водно-щелочно-металльно-кальциевой с кремнеземом жидкостей. На возможность ликвации фтороносных магм указывали А.А. Маракушев и др. [1998]. В результате приконтактовые части сложены кварцем с сульфидами, а последующие части — существенно флюоритом, содержащим слои кварца. Чередование описанных выше слоев происходит вследствие процессов эволюционной самоорганизации флюида или расплава, о возможности существования которого свидетельствуют многочисленные факты присутствия флюорита непосредственно в базальтовых автомагматических брекчиях (месторождения Адаг, Ундур-Обо, Бороундур и другие в Монголии), флюидальных лавах трахилипаритов со сферолоидами, внутренние полости которых выполнены флюоритом, ассоциирующим с халцедоном (Ямат, Монголия) (Кошелев, 2002 г.). Флюорит в миндалинах известен также и в других флюортоносных провинциях, в частности в Кураминском хребте (Кумкол), в Охотско-Чукотском вулканическом поясе (влк. Нют), в Малом Хингане (влк. Ядринский) и др. Все эти фтороносные вулканические тела являются кислыми дериватами базальтоидного магматизма. О важной роли расплавов в становлении месторождений флюорита свидетельствуют флюоритово-редкоземельные месторождения, одним из примеров которых является Дункельдык в Восточном Памире [Файзиев и др., 2000].

Уместно отметить, что ритмично-периодическое строение миндалин в эффузивах, зональность камерных пегматитов и кварцевых жил обусловлены одной и той же причиной.

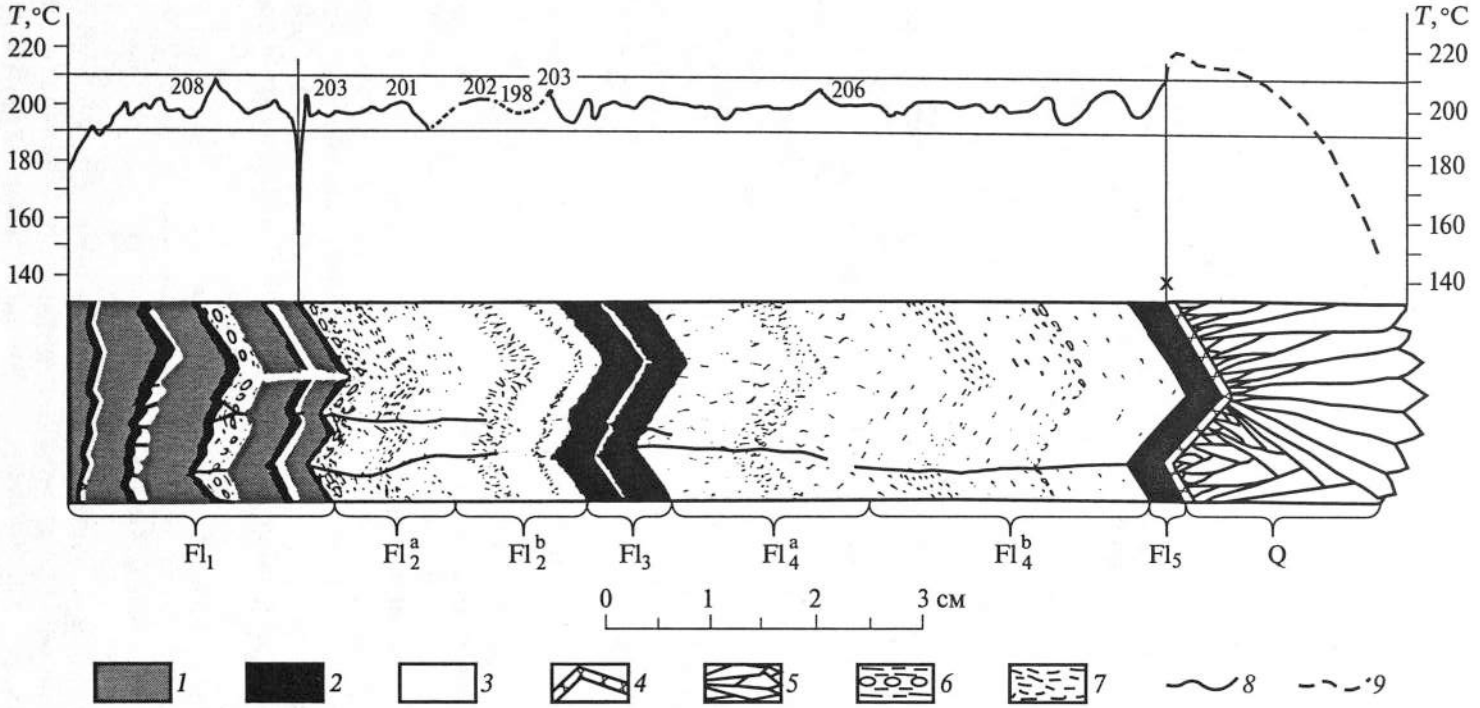


Рис. 125. Фрагмент ритмично-полосчатой флюоритовой жилы. Солонечное месторождение, Восточное Забайкалье (по А.А. Черепанову, 1971 г.).

1–3 — флюорит: *1* — темно-фиолетовый, *2* — фиолетовый, светло-фиолетовый, *3* — зеленый; *4* — адуляр; *5* — гребенчатый кварц; *6* — ориентировка первичных ГЖВ; *7* — зоны первично-вторичных включений; *8* — кривая температур гомогенизации, полученная по замерам, произведенным с шагом не более 1 мм; *9* — то же, полученная экстраполяцией; Fl_1–Fl_5 — группы генераций флюорита.

В ранних молибденитово-кварцевых жилах месторождения Кара-Оба, содержащих кроме молибденита калиевый полевой шпат и кварц, а также биотит, мусковит, вольфрамит, флюорит, ильменит, установлено ритмично-слоистое их распределение в разрезе жилы. В них молибденит выделяется после алюмосиликатов (калишпат, мусковит, биотит), но до кварца, т.е. и здесь присутствует элементарная триада. Как отмечает Л.П. Ермилова (1962 г., с. 14), "молибденит слагает прерывистые оторочки по зальбандам жил. Формирование жил и прожилков сопровождалось незначительным по мощности окварцеванием и серецитизацией эффузивно-обломочных пород". Последнее замечание чрезвычайно важно, так как однозначно свидетельствует о внедрении в ослабленную зону рудоносного флюида в относительно близповерхностных условиях. Вольфрамитово-кварцевые жилы образуются после внедрения пород дайковой серии, представленных аплитами и гранит-порфирами. Как и в молибденитово-кварцевых жилах, в их строении четко выделяются зоны алюмосиликатов (мусковитовые оторочки мощностью до 1,5 см, которые являются субстратом для образования зальбанда, обогащенного вольфрамитом, молибденитом, касситеритом, топазом.

Гюбнеритово-кварцевые жилы, имеющие полосчатое строение, залегают в верхней части месторождения либо являются продолжением кварцево-вольфрамитовых жил, либо рассекают их. В этих жилах, по данным Л.П. Ермиловой, насчитывается до восьми полос, сложенных гребенчатым кварцем и гюбнеритом. При детальном изучении полосчатых жил устанавливается, что в основании каждого из слоев гюбнерита находится тонкая, нередко прерывистая полоска слюды. Полости в кварце выполнены сульфидами, поздними флюоритом и сидеритом. Фактически описанные ритмично-полосчатые жилы есть следствие периодической ритмичной возвратно-поступательной кристаллизации, типичной для эволюционной самоорганизации рудоносных водно-силикатных расплавов.

Ритмично-слоистое строение кварцевых, в том числе и флюоритоносных, жил пегматитов связано с периодической сменой равновесий на фоне и вследствие снижения температуры. Аналогичное чередование состава и свойств минералов в слоях, их цветовые характеристики в том числе, обусловлены как сменой концентраций элементов-примесей, так и условиями, при которых они могут войти в структуру минерала или дать собственную фазу. Избыток или недостаток примесных или матричных компонентов будет определять меру и тип нестехиометричности и вероятность возникновения вакансионных или примесных дислокаций и центров, ответственных за те или иные, в том числе и аномальные, свойства кварца, флюорита, сульфидов, вольфрамита и т.д.

6.5.3. О причинах и процессе образования триад. Физико-химическая и минералого-генетическая модель рудоносной жилы или иной формы тела

С целью выявления механизма и физико-химических условий эволюции МС, причин образования трехслойных ритмов для 27 различных мало- и среднеглубинных гидротермальных и пегматитовых месторождений изучен ми-

Таблица 87

Потенциалы ионизации минералов триад слоев в пегматитах и кварцевых жилах различных групп месторождений

Слой в триаде	Редкие металлы		Олово		Вольфрам		Молибден, золото, серебро		Флюорит	
	Минералы	η_{emin}	Минералы	η_{emin}	Минералы	η_{emin}	Минералы	η_{emin}	Минералы	η_{emin}
1	Силикаты (полевые шпаты, слюды, гранат, турмалин)	473–501 / 492	Силикаты (полевые шпаты, слюды, хлорит, турмалин)	481–501 / 494	Силикаты (полевые шпаты, турмалин, актинолит, слоистые и смешанно-слойные силикаты)	479–511 / 496	Силикаты (полевые шпаты, турмалин, актинолит, слоистые и смешанно-слойные силикаты)	478–515 / 500	Силикаты (полевые шпаты, слоистые и смешанно-слойные)	496–513 / 503
2	Рудные (колумбит-танталит, микролит, ситерит, фенакит, лепидолит, сподумен и др.)	478–537 / 503	Рудные (касситерит, анатаз, сульфиды, сульфосоли и др.)	488–537 / 508	Рудные (группа вольфрамита, берилл, шеелит, сульфиды, сульфосоли)	454–518 / 508	Рудные (сульфиды, сульфосоли, теллуриды, самородные элементы)	453–538 / 508	Рудные (пирит, марказит, антимонит, киноварь, флюорит и др.)	492–512 / 509
3	Кварц	543	Кварц (топаз)	543 / 548	Кварц (топаз)	543 / 548	Кварц	543	Кварц	543

неральный состав последовательно образованных слоев в ритмах. Для каждого вида минеральных тел, сгруппированных по главному полезному компоненту, минеральный состав ранних, срединных и конечных слоев в ритмах обобщен и рассчитано среднее арифметическое условных потенциалов ионизации, возможность использования которых с целью приближенной оценки энергетики и кислотно-основных условий хода кристаллизации минералов предложена В.А. Жариковым в 1967 г. и развита А.А. Маракушевым [1979] и А.Д. Ракчеевым [1989]. В настоящей монографии использованы численные значения потенциалов ионизации, приведенные в работе А.Д. Ракчеева, и принято его обозначение этой энергетической характеристики минералов (η, кДж/моль).

Потенциалы ионизации минералов группы колумбит-танталита, пирохлора-микролита, амблигонита, иллита, монтмориллонита, висмутина, козалита, арсенопирита различных составов, флюорита рассчитаны автором на реальные составы по способу А.Д. Ракчеева [1989]. Орбитальные радиусы взяты из монографии А.А. Годовикова [1977].

Из табл. 87, где данные по изученным группам минеральных тел расположены в соответствии с известными типами рудной зональности, видно, что в ряду от малоглубинных редкометалльных пегматитов (относительно высокотемпературных

в рассматриваемом ряду) до относительно низкотемпературных месторождений флюорита группы ранних слоев в триадах характеризуются возрастанием средних величин потенциала ионизации (числитель — размах, знаменатель — среднее из всех величин), что соответствует генеральному возрастанию кислотности в процессе эволюции минералообразующих систем, содержащих алюмосиликатные компоненты. Во второй группе слоев трехслойных ритмов отмечается та же тенденция, но среднее значение потенциала ионизации для минеральных слоев, содержащих рудную минерализацию, практически сохраняется неизменным, несмотря на существенные различия в размахе этих величин, связанных с различиями в минеральном составе. Третьи слои в триадах везде, за исключением некоторых тел грейзеновой формации, где присутствует топаз, сложены кварцем. Следовательно, во всех рассмотренных случаях возрастает кислотность в триадах от начала их формирования к концу. Подобная генеральная закономерность проявляется при анализе изменения минерального состава в триадах отдельных групп генераций, относящихся к каждой из последовательно образованных групп минеральных ассоциаций на примере месторождений малоглубинной золотосеребряной (рис. 126, триады 1–8) и верхних частей среднеглубинных золотокварцево-молибденовых (см. рис. 126, триады I–VI).

В каждой из триад ранние слои кварца, обогащенные алюмосиликатами и силикатами, выделяются в условиях относительно высоких температур и низкой кислотности, следующие за ними слои, обогащенные рудными минералами, преимущественно сульфидами и сульфосолями, — в условиях средних значений температур и величин потенциалов ионизации, поздние слои — в условиях относительно низких температур и высокой кислотности. Последующие триады формируются в условиях относительно низких температур и более высокой кислотности. При этом кристаллизация раннего слоя в каждой из последующих триад начинается при понижении кислотности на фоне снижения или локального (несколько градусов) повышения температур по сравнению с последним слоем предыдущей триады, что связано с выделением тепла при кристаллизации слоя. Сказанное подтверждают экспериментальные данные по измерению температур гомогенизации ГЖВ [Андрусенко, Щепотьев, 1974; Лазько и др., 1981; Юргенсон, 1996а].

Ритмично-слоистые жилы и линзовидные тела образуются в результате эволюционной самоорганизации рудогенерирующего флюида, заключающейся в том, что в приконтактовых частях относительно закрытой системы сначала выделяется фаза алюмосиликатов высокой температуры кристаллизации, МС относительно строящих компонентов которой перенасыщена. Выделение фазы происходит до того момента, когда на фронте кристаллизации МС пресыщение исчезнет. В результате возникают условия, при которых нахождение в растворе рудных элементов в присущих им формах переноса станет невозможным. Кристаллизация их будет происходить до тех пор, пока МС относительно строящих их компонентов станет недонасыщенной, а кислотно-основные свойства вызовут прекращение их выпадения из расплава или раствора. При этом произойдет дальнейшее повышение кислотности и система становится пересыщенной относительно кремнекислотных комплексов, что приведет к выпадению кварца. Выпадение будет происходить до понижения кислотности и исчезновения пе-

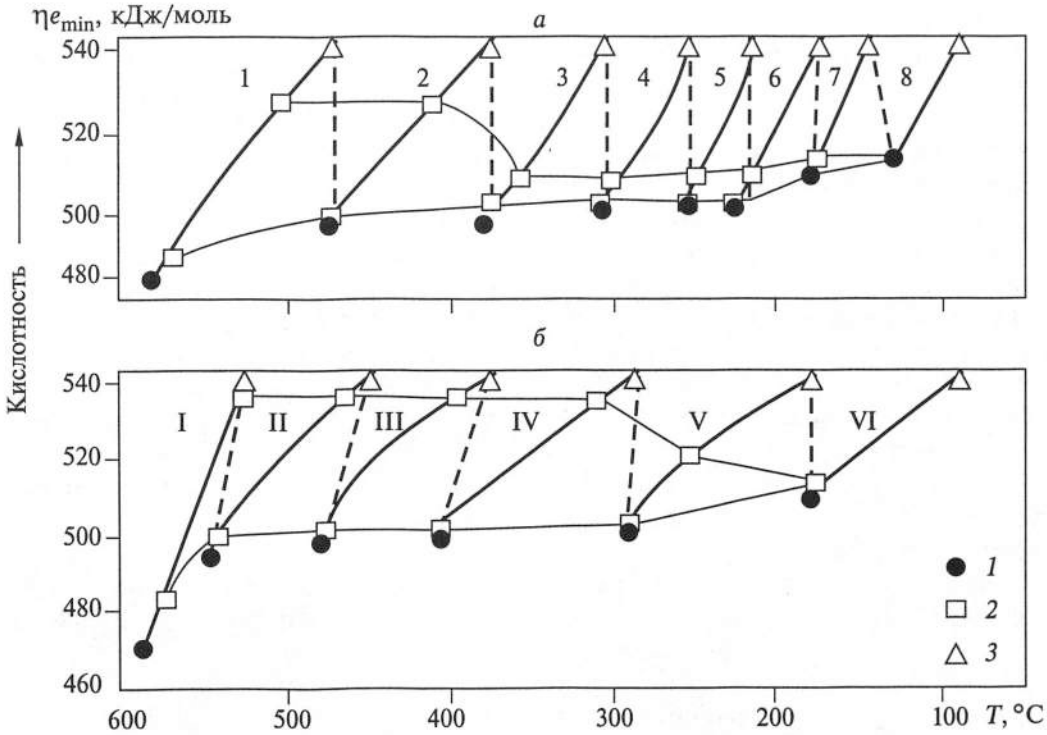


Рис. 126. Схема последовательности минералообразования в триадах в связи с потенциалом ионизации минералов золотосеребряных (1–8) и золотомолибденовых (I–VI) месторождений.

1 — алюмосиликаты и силикаты; *2* — самородные элементы, сульфиды, сульфосоли; *3* — кварц. Слои в триадах жил месторождений; золотомолибденовых: I — биотит—халькопирит—молибденит—кварц, II — микролин—пирит—висмутин—молибденит—кварц, III — альбит—пирит—молибденит—кварц, IV — турмалин—галенит—золото—блеклые руды—сфалерит—пирит—молибденит—кварц, V — иллит—золото—блеклые руды, сульфосоли—висмутин—антимонит—кварц, VI — монтмориллонит—антимонит—кварц; золотосеребряных: 1 — железистая слюда—арсенопирит—золото—аргентит—пирит—кварц, 2, 3 — адуляр—золотоблеклые руды—сфалерит—пирит—кварц, 4 — иллит—золотоблеклые руды (миаргирит, фрейбергит), пираргирит—сфалерит—пирит—кварц, 5 — иллит—золото—аргентит—блеклые руды—сульфосоли серебра—пирит—кварц, 6 — иллит—золото—пирит—прустит—кварц, 7 — монтмориллонит — антимонит—кварц, 8 — каолинит—кварц.

ресыщения МС кремнекислотными комплексами из-за их расходования на фронте кристаллизации. Вследствие снижения температуры, кислотности и относительного возрастания концентраций компонетов (частью за счет диффузии), строящих алюмосиликаты, МС в данной зоне вновь становится относительно них пересыщенной, что провоцирует образование первого слоя новой триады и всех последующих (см. рис. 126).

Постепенно, по мере расходования компонентов МС, строящих алюмосиликаты и рудные минералы, в результате диффузии к фронту минералообразования, кристаллизация их сокращается и в конце они исчезают совсем. Главным и единственным компонентом ритма становится кварц. Лишь в остаточных полостях, завершая процесс, незначительные концентрации алюмосиликатов и руд-

ных выделяются из остаточных растворов в виде хорошо образованных кристаллов. В случае существенно фтороносных МС на заключительной стадии процесса заключительными минеральными ассоциациями будут либо карбонатные, либо флюоритовые, либо баритовые. Если же ранний кварц окажется неустойчивым в обогащенной фтором среде, последним может быть халцедоновидный кварц в виде тонких корок или тонкокристаллических щеток.

Таким образом, в условиях относительно закрытой системы при значительном градиенте снижения температуры, обусловленного близповерхностными условиями, на фоне ее непрерывно-прерывистого снижения происходят периодическое возвратно-поступательное изменение кислотности-основности и ритмичное образование триад слоев, состоящих из алюмосиликатов, рудных и кварца. Алюмосиликаты образуются в условиях относительно основных, кварц — относительно кислотных, а рудные — на переходах от первых ко вторым.

Этот механизм находит отражение в возвратно-поступательном изменении условных потенциалов ионизации, участвующих в эволюционной самоорганизации минералов.

Кроме того, установлено, что в процессе самоорганизации водно-силикатного расплава в условиях больших градиентов физико-химических характеристик минералообразующей системы ритмично увеличивается доля структурных примесей в кварце поздних генераций, что выражается в ритмично-поступательном возрастании, например, интенсивности термолюминесценции и соответственно уменьшении микротвердости, обусловленных увеличением числа электронно-дырочных центров. Ритмичное возвратно-поступательное, но в принципе однонаправленное изменение концентрации Au и Ag и указанных свойств дано на рис. 39, 40 и 126. В сложно построенных ритмично-слоистых полиминеральных агрегатах указанная последовательность иногда нарушается вследствие, например, разгерметизации системы, вскипания и ухода газов, паров воды и смещения равновесий, приводящих к обильному выпадению либо к растворению и переотложению отдельных минералов в уже сформированных слоях или слоя в целом.

От пересыщений МС в конкретной ее части теми или иными компонентами ритм может начинаться либо с силикатов, либо с кварца, либо с сульфидов. Но в общем виде закономерность сохраняется и наиболее отчетливо проявлена в относительно малоглубинных условиях. В целом (см. табл. 87, рис. 126) принятая последовательность образования групп минералов (слоев), судя по усредненным величинам их условных потенциалов ионизации, соответствует возрастанию кислотности в МС. Примеры частных случаев ритмично-слоистых существенно кварцевых жил и минеральных тел см. на рис. 126, примеры ритмично-зональных текстур рассмотрены в работе А.С. Таланцева [1988], который указывает на преимущественное развитие их в малоглубинных камерных пегматитах. Аналогичное строение типично и для пологозалегающих танталоносных пегматитов Орловского месторождения, локализованного в апикальной части гранитного массива вблизи его контакта с биотитовыми роговиками. Триады групп минералов в нем даны в табл. 87.

Широкое развитие ритмично-слоистых минеральных тел в условиях относительно малых глубин обусловлено глубокой и быстрой гетерогенизацией флюида или расплава, связанной с повышением его концентрации в процессе внедрения в результате потери воды и углекислоты в газовой фазе, быстрой теплоотдачи на фронте флюида с относительно холодными вмещающими породами и быстрой кристаллизации, фронт которой параллелен контакту. В связи с высокой скоростью кристаллизации в приконтактовой части возникает первый недифференцированный слой грязного кварца, содержащего силикаты и ранние сульфиды. Затем выделяется первый слой алюмосиликатов (полевые шпаты либо слюды и т.д.), мощность которого зависит от концентраций во флюиде алюминия, щелочных и щелочно-земельных металлов. Выделение прекращается, когда наступает недонасыщение строящими их компонентами. Из-за обилия щелочных металлов и гидрооксикомплексов создается слабощелочная обстановка, обеспечивающая неустойчивость комплексов, в МС которых находятся рудные элементы; в результате на поверхности слоя неупорядоченных полевых шпатов или других силикатов, обладающих высокой сорбционной способностью, происходит относительно быстрая кристаллизация сульфидов и самородных элементов. Система становится недонасыщенной ими, их слой перекрывает влияние подстилающего слоя алюмосиликатов. Резкое преобладание растворенных форм кремнезема в условиях выхода из системы на фронте кристаллизации Na и K приводит к повышению ее кислотности, обусловливает быстрое выпадение кварца и формирование первого слоя относительно чистого кварца, кристаллизация которого происходит до момента наступления нового относительно перенасыщения компонентами, строящими алюмосиликаты, и повышения в этой связи щелочности в данной зоне флюида. Так оканчивается формирование первого ритма алюмосиликаты → рудные → кварц.

По мере снижения температуры и абсолютных концентраций ритмично повторяется процесс образования ритмов. Мощности слоев алюмосиликатов и рудных от ритма к ритму уменьшаются, а кварца возрастают. Указанная последовательность, по сути, причинно-следственных связей едина для всех месторождений, но различная по группам ритмично выделяющихся минералов в соответствии с геохимической специализацией рудогенерирующего расплава. После образования первых, несовершенных в смысле степени СКС, слоев система развивается в условиях относительной стабильности. Тем не менее продолжающиеся теплоотдача и дегазация периодически повышают концентрацию флюида и его гетерогенизацию на разных уровнях организации вещества: групп агрегатов (слоев с криволинейными, полусферическими, фестончатыми, по Н.В. Петровской, границами раздела) и микроагрегатов с образованием субсферических сегрегаций. Образование криволинейных поверхностей раздела фаз энергетически выгодно.

6.5.4. Об эволюционной самоорганизации водно-силикатных расплавов

Кварцевые рудные жилы образуются вследствие кристаллизации дискретно или одноактно внедрившихся водно-силикатных расплавов, насыщенных рудными и летучими, отделяющимися на определенных глубинах от алюмоси-

ликатных магм в результате гетерогенизации остаточных магм на водно-силикатные и Mg-Fe-Ca алюмосиликатные расплавы. Это в определенной мере согласуется с выводами А.А. Маракушева [Marakushev, 1994], из которых первые после транспортировки к местам кристаллизации дают кварцево-рудные или силикатно-рудные жилы и другой формы тела, а вторые — парагенетически связанные с ними лампрофиры.

Полнота разделения этих расплавов в зависимости от конкретных условий хода процесса различна. Например, лампрофиры, сопровождающие кварцевые золотоносные жилы на многих месторождениях (Любавинское, Карийское, Среднеголготайское рудные поля в Забайкалье, Токурское в Приамурье и др.) также содержат золото. Но в тех случаях, когда они представлены гибридными лампрофирами с щелочным уклоном (Амурская дайка, Романовский дайковый пояс, гибридные ласпрофиры в Балейском рудном районе), в них развита вкрапленность золота, сульфидов и кварца без явных следов наложения на дайковую породу. Если же лампрофиры имеют нормальный состав, то золото в составе тонких кварцевых жил и прожилков на них наложено (Любавинское, Токурское поля и др.).

Существуют различные взгляды на природу слоистости кварцевых тел (жил в том числе). Классическое представление [Основные проблемы..., 1953; и др.] заключается в признании многократного, пульсирующего поступления гидротерм, обусловливающего слоистость и полистадийность. Однако удовлетворительного механизма этого процесса не предложено. Другая концепция заключается во влиянии малоамплитудных сейсмических процессов на зарождение центров кристаллизации и в образовании субмономинеральных слоев в этой связи [Рундквист, 1981; Рундквист и др., 1971]. Действительно, между слоями кварца нередко наблюдаются присыпки тонкодисперсных частиц, которые по мере роста индивидов кварца отторгаются ими к фронту кристаллизации и постепенно зарастают. Большинство тонкослоистых существенно кварцевых тел находится в близповерхностных условиях, генетически и пространственно связано с вулканизмом, сопровождающимся повышенной сейсмичностью.

Внедрение расплава и формирование кварцевых жил по времени совпадают с затуханием главной фазы внедрения и выброса магмы. Воздействие малоамплитудной сейсмичности может вызывать непрерывно-прерывистый процесс кристаллизации, стимулируемый периодическим приоткрыванием трещин, вскипанием МР, локальным повышением в этой связи концентраций, обеспечивающих превышение и кристаллизацию каждого нового слоя. Но подобные слоистые образования типичны и для камерных пегматитов, слагающих их зоны, и для крупных кристаллов кварца, растущих в стабильных или малоградиентных системах, хотя присыпки слоистых силикатов на гранях фантомов не редкость. Рассмотренный подход к объяснению механизма образования слоистых жил предполагает одноактность внедрения порции МР и его структурирования за счет внешних сил. При этом не находится удовлетворительного объяснения строгой последовательности в смене слоев в триадах и смене состава триад на всех уровнях их организации (ЭДЦ, индивиды, субиндивиды) по мере удаления от контакта жилы (тела) к ее срединной части, возрастания доли кварца, доли структурных примесей, меры СКС, интенсивности

ТЛ, ритмично-поступательного их нарастания. Такая концепция не объясняет единство латеральной и вертикальной зональности.

Приведенные в прерыдущих разделах закономерности строения кварцево-жильных тел, единая направленность изменений состава и свойств кварца в объеме каждого из них свидетельствуют о взаимосвязях, отражающих эволюцию единой, изменяющейся во времени МС, все части которой возникли вследствие одноактного внедрения порции минералообразующего флюида. Данные закономерности свидетельствуют о развитии МС по внутренним ее законам, определяющим особенность ее изначального состава. При этом на раннем этапе она развивается в соответствии с *PT* и другими параметрами вмещающей среды, а затем все большее значение приобретают внутренние законы.

Устойчивость определенной структуры достигается ее саморганизацией, обусловленной физико-химическими характеристиками минералообразующей системы (раствора, расплава и т.д.) и вмещающей ее среды. Диалектика процесса самоорганизации в их взаимодействии, происходящем в соответствии со вторым законом термодинамики и принципом Томсона-Берло [Юргенсон, 1984в]. Данное взаимодействие происходит в результате обмена информацией между МС и вмещающими породами по принципу минералогенетического резонанса [Юшкин, 1977]. Необходимость самоорганизации системы обусловлена стремлением к структурной компактности, чем достигается соответствие между массой, объемом, внутренней энергией и энергией поверхностного натяжения. Минералогенетическая информация о ходе процесса самоорганизации может быть познана через явление типоморфизма, которое представляет собой отражение пределов вариаций физико-химических характеристик минералообразующих систем в пределах вариаций характеристик состава, структуры и других свойств соответствующих им минеральных тел. В зависимости от глубины дневной поверхности процесс самоорганизации происходит с различными скоростями на начальных и последующих ее этапах.

На начальных этапах отмечается быстрая кристаллизация краевых частей минеральных тел с низкой степенью СКС, выполняющих защитную функцию. Затем скорость уменьшается, и образуются более совершенные индивиды и их агрегаты. Ритмичность в эволюции минералообразующих систем есть универсальный закон их развития. Она отражает квантование выхода энергии на всех уровнях организации вещества. Этот закон является следствием фундаментального закона диалектики перехода количества в качество. На практике эволюции минералообразующих систем механизм этого процесса проявляется в периодической повторяемости триад субмономинеральных агрегатов-слоев. Каждый из них образуется в результате накопления ионов или их ансамблей, вплоть до критической величины, когда на фронте кристаллизации система становится перенасыщенной ими и начинается спонтанная кристаллизация, сопровождающаяся локальным термостатированием, которое достигается быстрым выходом порции (кванта) энергии. Часть ее идет на поддержание процесса, а другая уходит из системы, обусловливая его необходимость. Выброс порции энергии привел к переходу части расплава в иное качество — слой того или иного минерального агрегата. Вышедшая из системы в окружающую среду (вмещающие породы) часть энергии также идет на поддержание исходного состояния системы за счет сдер-

живания охлаждения или термостатирования и уменьшения градиентов. Но в силу действия второго начала термодинамики МС становится все более высокоэнтропийной и вынуждена кристаллизоваться. По мере выравнивания (снижения) градиентов температуры и концентрации интенсивность кристаллизации уменьшается и процесс заканчивается образованием кристаллического кварца, а затем и карбонатов за счет остаточных количеств CO_2.

Ход кристаллизации имеет ритмично-квантованный характер. Повторяемость и прерывистость выделения триад минералов из высококонцентрированных растворов-расплавов обусловлены многократностью смены равновесий (за счет периодического возникновения относительных перенасыщений каким-либо из компонентов и связанного с ними ритмичного изменения pH среды) на фоне ступенчатого снижения температуры и давления. Трехслойное строение ритмов (триад) и последовательность распределения в них минералов обусловлены изменчивостью концентраций минералообразующих комплексов и величиной pH, обеспечивающих выделение минералов в сильнощелочных (калинатровые полевые шпаты, слюды, смешанно-слойные силикаты и др.) либо в слабощелочных (сульфиды, сульфосоли, теллуриды и др.) и близких к нейтральным (самородные элементы), либо в кислотных (топаз, кварц) условиях. Объективным обоснованием последовательности кристаллизации групп минералов (триад) является закономерное изменение условных потенциалов ионизации.

Таким образом, закономерности строения ритмично-слоистых минеральных тел — прямое следствие эволюционной самоорганизации порций МР. Последние можно определить как равновесно-неравновесные (мозаично-равновесные, по Д.С. Коржинскому), относительно закрытые термодинамические системы, к которым применимы основные положения пригожинской термодинамики.

Ход эволюции минералообразующих систем, временная последовательность появления продуктов минералообразования зависят не столько от абсолютных значений термодинамических параметров, сколько от скоростей их изменения, определяющихся глубиной и тектонической обстановкой. Изменчивость минералообразующей системы приводит, в свою очередь, к закономерным изменениям состава, соотношений структурных и неструктурных примесей и свойств минералов, отражающихся в устойчивых пределах вариаций их характеристик.

Рассмотренный в самом общем виде механизм образования кварцевых жил раскрывает природу их ритмичного строения как одного из следствий геогенетических законов, в частности многопорядковой периодичности, релаксационного развития и других, выражающихся в многократной повторяемости геологических процессов различных уровней организации геогенетических систем [Рундквист, 1981].

В механизме образования рудоносных кварцевых жил наиболее ярко внешние факторы проявлены на ранних временных отрезках их становления вследствие резких различий *РТХ*-характеристик порции расплава и вмещающих пород. После того как расплав ценой несовершенства граничной алюмосиликатной корки в значительной мере ослабит это влияние, эволюция его идет по внутренним законам самоорганизующихся систем, в основе которых — прин-

цип квантования выхода энергии, обусловленного правилом неизменности температуры во время кристаллизации каждой порции расплава, формирующей конкретный слой жилы.

Полученные выводы справедливы для эволюционной самоорганизации порции минералообразующего флюида, представляющего собой рудоносный силикатный расплав, содержащий воду, другие летучие, щелочные и рудные элементы, и могут быть одним из фундаментальных начал теории триад, отображающей периодическую смену кислотно-основных свойств МС вследствие квантованного выхода энергии при кристаллизации с непрерывно-прерывистым понижением температуры.

Изложенный материал о строении и процессах образования кварцевых жил позволяет сформулировать следующий вывод.

Существенно кварцевые жилы и иной формы тела образуются, как правило, в процессе эволюционной самоорганизации одноактно внедрившихся геохимически специализированных порций обогащенного летучими, рудными и щелочными элементами существенно силикатного расплава в конкретной геологической обстановке, определяющей особенности кристаллизации жильного кварца и сопутствующих минералов, их состав, строение и другие свойства, обусловливающие явление типоморфизма. Ритмично-слоистые жилы есть следствие возвратно-поступательной смены равновесий на фоне снижения температуры.

Рассмотренная обобщенная модель рудоносных существенно кварцевых жил с учетом конкретных численных значений физико-химических параметров минералообразования и пределов вариаций главнейших типоморфных признаков слагающих их минералов является основой для разработки количественных критериев рудно-формационной типизации вновь открываемых объектов. При наличии численных значений градиентов и векторов изменения этих признаков, отображающих рудную и минералого-геохимическую зональность, они могут быть использованы для локального прогноза слепого оруденения.

ГЛАВА 7

ТИПОМОРФНЫЕ ПРИЗНАКИ МИНЕРАЛЬНЫХ ТЕЛ КАК КРИТЕРИИ РУДНО-ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА

7.1. Общие замечания

Приведенные данные по пределам вариаций состава, структуры и свойств минералов, а также особенностей строения их агрегатов и минеральных ассоциаций показали, что те из них, которые непосредственно связаны с особенностями состава и эволюции минералообразующих систем, могут быть использованы для решения задач рудно-формационной типизации рудных месторождений. К ним относятся прежде всего типохимические признаки сквозных минералов, характеризующие геохимическую специализацию рудоносного водно-силикатного расплава, а также непосредственно связанные с нею специфические типоморфные минералы. Последние появляются преимущественно вследствие концентраций примесных элементов, превышающих изоморфную емкость главных сквозных рудообразующих минералов.

Типохимические признаки являются важнейшими для рудно-формационного анализа. Это в равной мере относится к минералам изоморфных рядов (группа вольфрамита, полевые шпаты, слюды, частью сфалерит, турмалин и др.) и минералам с ограниченной емкостью изоморфизма. Типоморфные признаки свойств могут быть критериями условий образования, в том числе и фаций глубинности, что очень важно для отнесения объекта к близповерхностным, среднеглубинным и глубинным. Различия их заключаются не только в абсолютных значениях признаков, но и скоростях их изменений, выражающихся градиентами.

В главах 2–5 рассмотрены типоморфные признаки жильного кварца, парагенных с ним сульфидов, вольфрамита и флюорита, связанные с геохимической специализацией кварцевых жил, определяющей вероятность их рудоносности. Однако пределы вариаций статистических характеристик концентраций лишь главных, профилирующих химических элементов, как показал многолетний опыт изучения рудных месторождений, не всегда могут быть критериями рудно-формационной принадлежности кварцевых жил. Это связано прежде всего с крайне неравномерным, гнездовым, струйчатым, столбовым распределением полезного компонента и минералов-носителей элементов-примесей, концентрации и распределение которых определяют вероятность типохимических признаков даже в пределах рудных зон кварцевых жил, не говоря о над- и подрудных их частях.

Другая важная причина заключается в том, что одни и те же элементы, например Au, Mo, W, Bi и др., могут присутствовать в жильном кварце в относительно близких концентрациях в месторождениях переходных формаций. Третья заключается в невозможности только по этому признаку различать месторож-

дения разных фаций глубинности, хотя глубина образования рудоносных кварцевых жил является важнейшим фактором скорости кристаллизации и концентрированного рудоотложения.

Для кварцевых жил МЗСФ типичны высокие концентрации металла и сосредоточение основных запасов на небольших (до 300 м) интервалах глубин от дневной палеоповерхности, а для среднеглубинных и глубинных — растянутость рудных тел по падению до 1 км и более и относительно низкие содержания полезного компонента. При прочих равных условиях экономические показатели отработки этих месторождений существенно различаются. Поэтому при разработке критериев рудно-формационной принадлежности необходим такой комплекс типохимических и других критериев, который позволил бы однозначно определять их рудно-формационную принадлежность. Использование только типохимических либо только типоморфных признаков минерального состава и строения минеральных индивидов агрегатов и жил в целом, типоморфных признаков других свойств минералов, взятых в отдельности, не может быть критерием их рудно-формационной типизации. Важность знаний рудно-формационной принадлежности рудоносных площадей и конкретных объектов уже на ранних стадиях поисково-оценочных работ общеизвестна, поэтому представляется целесообразным из множества признаков выбрать их рациональный комплекс, позволяющий надежно выявлять рудно-формационную принадлежность объекта и оценивать его.

7.2. Научно-методические основы минералого-геохимической методики рудно-формационной типизации рудоносных кварцевых жил

7.2.1. Теоретическое обоснование

Весь изложенный материал по типоморфизму рассмотренных минералов и жильному кварцу, а также выводы, касающиеся образования кварцевых жил в результате эволюционной самоорганизации дискретных порций силикатных расплавов, обогащенных летучими (H_2O, CO_2, Cl, F) щелочными и рудными элементами, свидетельствует о вероятностно-детерминированных связях между составом и свойствами, условиями его кристаллизации и ходом эволюции.

Процессы эволюционной самоорганизации происходят вследствие охлаждения МФ, имеют вероятностно-детерминированный характер. Скорости их детерминированы относительно изменения *PTX*-МС, которые зависят от глубин, меры связи с магматизмом или источником энергии, меры изотропности-анизотропности и минерального состава вмещающей среды, открытости МС. Мера детерминированности процесса связана с характером равновесности-неравновесности в МС.

Выше установлены пределы вариаций признаков МС, отраженных в численных значениях типоморфных признаков, и показана их относительная устойчивость для конкретных рудных формаций. В процессе эволюции МР на разных ее временных отрезках минералы захватывают МГИ, которая при их изучении выявляется в виде типоморфных признаков состава, строения и дру-

гих свойств. Пределы вариаций численных значений признаков минералов, будучи отражением пределов вариаций *PTX* и геодинамических характеристик МС, являются их типоморфными признаками. Последние при их устойчивости могут быть критериями формационной типизации, поисков и оценки рудоносности кварцевых жил.

Среди множества признаков выделяются наиболее устойчивые и контрастные для каждой из изученных рудных формаций. Все признаки получены на основе использования принципа диалектики единства и противоположности типического для данного множества и отличительного от всех остальных.

Они позволяют однозначно отнести объект к той или иной формации и определить принадлежность ее к определенной фации глубинности, минеральному типу.

7.2.2. Основные принципы технологии рудно-формационного анализа на примере месторождений золота

Предлагаемая технология основана на исследовании метрируемых и неметрируемых типоморфных признаков (критериев), позволяющих на количественной основе, с использованием приемов матстатистики однозначно относить объект к определенной рудной формации и оценивать его рудоносность. Технология включает следующие основные группы операций:

— на местности производятся поиск выходов жильного кварца или зон окварцевания, пиритизации, аргиллизации, отбор образцов, количество которых должно позволить выполнить обработку аналитических данных методами матстатистики (20–33 штуки);

— проводится минералого-геохимическое изучение отобранной совокупности проб, позволяющее выявить признаки для отнесения их к определенной рудной формации на основе использования критических величин признаков ПМК жильного кварца, его легкой фракции (структурно-текстурные особенности, минеральный и элементный состав), свойств и типоморфных признаков парагенных минералов, комплексного типохимического критерия; определяется принадлежность объекта к золоторудной формации;

— на основе использования кривой зависимости величины ***K*** и давления в МС (см. рис. 36), графика связи этой величины и степени СКС (рис. 127), графика связи степени СКС и глубины образования кварцево-жильных тел (см. рис. 27) определяется фация глубинности объекта;

— на основе полученных данных с использованием результатов изучения минерального состава, геохимических критериев минерального типа определяется минеральный тип объекта на основе сравнения с эталоном по формуле (7).

7.2.2.1. Критерии принадлежности объекта к золоторудной формации

Как уже показано, особенности строения минеральных агрегатов в общем случае не могут быть типоморфными признаками рудоносности жильного кварца. Существенное значение имеют только типохимические признаки, связанные с основным видом оруденения. В табл. 88 приведены в совокупности усреднен-

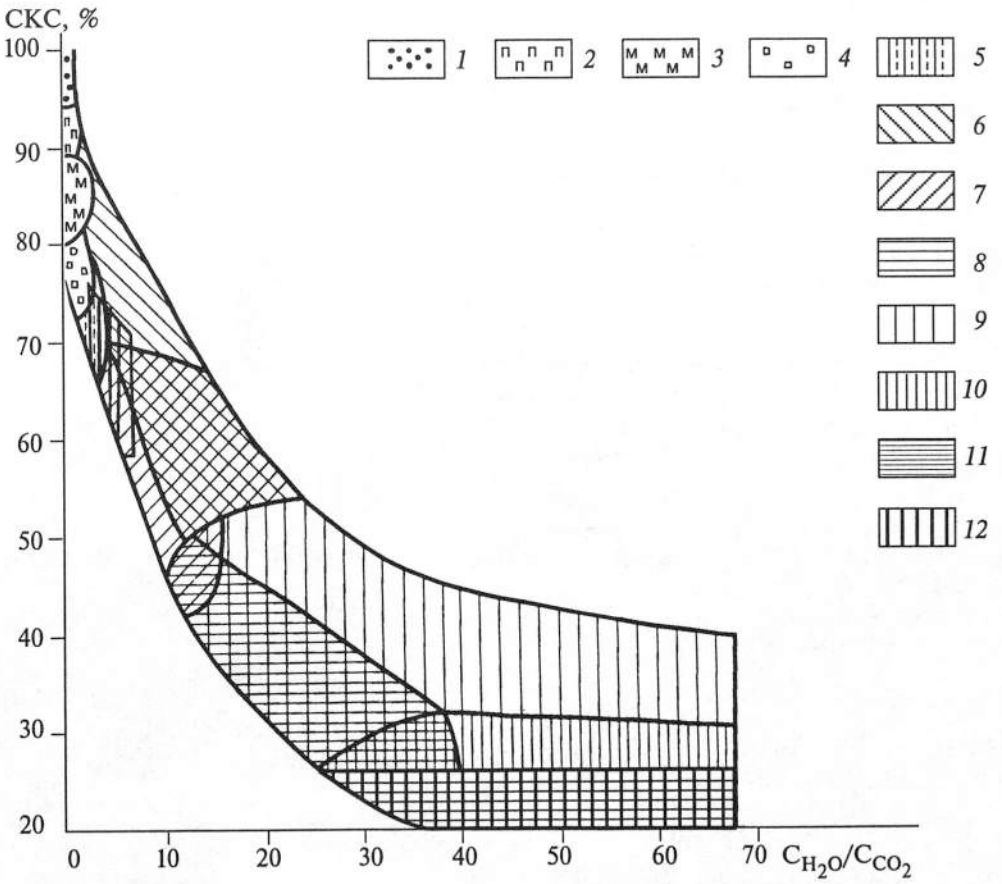


Рис. 127. Соотношение между степенью СКС и величиной ***K*** кварца.

1 — гранулированный кварц; *2*, *3* — пегматиты: *2* — камерные, *3* — мусковитовые; *4* — редкометалльные; *5–9*, *11*, *12* — формации: *5* — грейзеновая, *6* — среднеглубинная золотокварцево-сульфидная и золотосульфидно-кварцевая, *7* — среднеглубинная золотокварцевая, *8* — флюоритовая, *9* — малоглубинная золотосеребряная, *11* — близповерхностная опал-халцедоновая, *12* — переходная к глубинной золотокварцевая; 10 — халцедоновидный гидротермальный кварц среднеглубинных месторождений.

ные критические величины концентрации элементов-примесей в жильном кварце, позволяющие однозначно и уверенно отнести его к определенной золоторудной формации. В общем случае для отнесения какого-либо объекта к золоторудной формации достаточно обнаружения в жильном кварце концентраций Au более 0,2 г/т. Исключение по содержанию Bi составляет жильный кварц МЗСФ, в котором оно может быть менее 1 г/т. Критические величины некоторых типоморфных признаков МЗСФ даны в табл. 89. В случае присутствия пирита важным его типоморфным признаком отношения к золоторудному является наличие микровключений петцита при частоте встречаемости в 10 % или более проб.

В пределах золоторудных формаций по типоморфным признакам кварца обособляются три группы формаций. Первая — золотосульфидно-кварцевая,

Таблица 88

Рудно-формационные и поисково-оценочные минералого-геохимические критерии принадлежности кварцевых жил к золоторудной формации

Золоторудная формация	Минералы-индикаторы	Элемент-индикатор и его концентрация, г/т							
		Au		Ag		Te		Bi	
		$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ
Среднеглубинная малосульфидная золотокварцевая	Кварц, золото, серебро и их теллуриды и селениды, сульфосоли, тетрадимит-жозеит, микровключения петцита в пирите при частоте встречаемости в 10 % и более проб. Содержание сульфидов до 5 %, обогащенность золотом сульфидов	>0,2	>1,0	>1,0	>4	≥50	—	≥1,0	<10
Среднеглубинная золотосульфидно-кварцевая	То же, сульфидов до 50 %	>0,2	>1,0	≈1,0	>10	≈50	—	≈10,0	>21
Среднеглубинная золотокварцево-сульфидная	То же, сульфидов более 50 %	≥1,0	>3	≥3,0	>12	≥50	—	>10	>23

Окончание табл. 88

Золоторудная формация	Минералы-индикаторы	Элемент-индикатор и его концентрация, г/т							
		As		Mo		W		Sn	
		$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ
Среднеглубинная малосульфидная золотокварцевая	Кварц, золото, серебро и их теллуриды и селениды, сульфосоли, тетрадимит-жозеит, микровключения петцита в пирите при частоте встречаемости в 10 % и более проб. Содержание сульфидов до 5 %, обогащенность золотом сульфидов	≥200	>300	<20	<26	<600	<2000	<10	<10
Среднеглубинная золотосульфидно-кварцевая	То же, сульфидов до 50 %	≈100	>2000	<500	<1200	<600	<2200	<60	<50
Среднеглубинная золотокварцево-сульфидная	То же, сульфидов более 50 %	>3000	>4000	<600	<1200	<50	<50	<300	<250

Таблица 89

Некоторые важнейшие типоморфные признаки жильного кварца (по его легкой фракции) месторождений МЗСФ

Особенности строения и минерального состава агрегатов жильного кварца	Au		Ag		K_2O		K_2O/Li_2O	
	$\bar{x}$, г/т	$\sigma/\bar{x}$	$\bar{x}$, г/т	$\sigma/\bar{x}$	$\bar{x}$, %	$\sigma/\bar{x}$	$\bar{x}$	$\sigma/\bar{x}$
Тонкозернистые, микротонкошестоватые, микросферолитовые агрегаты массивной, неясно-полосчатой, ритмично-слоистой, каркасной или пластинчатой брекчиевидной текстуры с примесями самородных золота, серебра, электрума, прустита, фрецбергита, теллуридов и селенидов золота и серебра, миаргирита и др.	≥ 0,1	≥ 1,4	≥ 5,0	≥ 1,4	≥ 0,55	≥ 0,8	7	≥ 0,8

в которой по глубине образования, геохимическим особенностям, содержанию сульфидов, роли мантийного материала, месторождения образуют ряд от золотомолибденово-кварцевых (Среднеголготайское, некоторые жилы Шахтаминского и др.) к золотосурьмяно-кварцевым (Итакинское, жилы Антимонитовая, Восточная зона Верхнеалиинского, Сосновское и др.) и золотокварцево-сульфидным (Дарасунское, Уконикское и др.). Для этой группы месторождений типична прямая связь кварцевых жил с дайками гибридных лампрофиров, локализация в магматических или апомагматических породах. Внутри золотосульфидно-кварцевой формации от Mo-Au к Sb-Au разновидностям уменьшаются средние содержания Au, Mo, W, Bi; As, Au/Ag и As/Sb и возрастают Ag, Cu, Pb, Zn, Sb. В ряду формаций золотосульфидно-кварцевая — золотокварцево-сульфидная возрастают абсолютные концентрации Au, Cu, As и Sb (табл. 90). При этом Au/Ag, Pb/Zn, Mo/W, As/Sb уменьшаются, а Pb/Bi возрастает.

Эти изменения прежде всего связаны глубинами образования (см. рис. 27, табл. 90), где верхняя часть поля II соответствует Mo-Au группе месторожде-

Таблица 90

Отношения концентраций рудных элементов в жильном кварце золоторудных формаций и степень его СКС

Золоторудная формация, ее минералого-геохимическая разновидность	Au/Cu	As/Sb	Pb/Zn	Pb/Bi	Au/Ag	Mo/W	Степень СКС, %
Золотосульфидно-кварцевая:							
Mo-Au	0,03	47,00	3,10	0,26	4,30	24,0	77–85
Sb-Au	0,01	1,30	1,27	326	0,13	1,80	72–77
Золотокварцево-сульфидная	0,01	9,10	0,46	1,73	0,75	0,20	50–70
Золотокварцевая:							
Au-Cu	0,02	<16,0	1,15	505	0,38	0,01	71–76
Au-Ag	0,07	9,60	0,66	466	0,07	0,11	45–56
Малоглубинная золотосеребряная:							
Au-Ag-Sn-адулярово-кварцевая	0,01	3,40	1,67	760	0,01	2,00	40–50
Au-Ag-халцедон-кварцевая	1,13	2,40	0,24	18,0	17,8	3,00	29–35

ний, СКС 77–85 %, средняя — Sb-Au группе месторождений, СКС 72–77 %, нижняя — золотокварцево-сульфидной формации, СКС 50–70 %.

В пределах золотокварцевой формации выделяются две группы подформаций — Au-Cu и Au-Ag, различающиеся близостью к магматическому источнику оруденения и глубиной. Первая (Юрасовская жила, N30 в Ирокиндинском узле) относится к глубинным (степень СКС 71–76 %), вторая (Токурское, Нежданинское) — к наименее глубинным из среднеглубинных (степень СКС 45–56 %). Между ними располагаются переходные по содержанию Cu, Au, Pb с минимальными содержаниями Ag среднеглубинные (Любавинский узел) и переходные к глубинным (Советское, Мурунтау и др.). В ряду этих групп золотокварцевой формации средние содержания Au, Cu, W, а также Au/Ag, As/Sb, Pb/Zn уменьшаются, а Ag, Pb, Zn, As и Sb возрастают. Среди месторождений МЗСФ определенно, как по глубине образования, так и Au/Ag соотношению, выделяются две группы месторождений: Au-Ag-Sn — адуляр ово-кварцевые (Дукатское, Многовершинное) и Au-Ag — халцедон-кварцевые (Агинское, Балейское и другие рудные поля) с переходными между ними (Карамкенское, Эвенское, Ойра и др.). Степень СКС (см. рис. 27) варьирует у первых от 50 %, до 29–35 у вторых и 38–42 у промежуточных. В этом ряду между крайними членами средние содержания (см. табл. 90) Au, As, Sb и Ag/Au возрастают, а Ag, Cu, Pb, Zn уменьшаются. Таким образом, рассмотрение пределов вариаций численных значений концентраций рудных элементов-примесей в жильном кварце золоторудных месторождений различных рудных формаций показало, что они могут быть минералого-геохимическими критериями при рудно-формационной типизации.

Критерии отнесения к рудной формации по основному рудному элементу базируются на пределах численных значений статистических характеристик ряда элементов, типоморфных для той или иной рудной формации. Отсюда следует, что для месторождений золоторудных и переходных к ним формаций существуют критические статистические характеристики концентраций Au, Ag, Te, Bi, As, Mo, Sn, комплекс которых позволяет относить объект по группе образцов однородной выборки в 20–30 штук к определенной золоторудной формации, что позволило разработать комплексные геохимические критерии рудно-формационного анализа. Отнесение жильного кварца к золоторудной формации возможно в присутствии хотя бы единичных зерен типоморфных минералов: Au, Ag либо их теллуридов, либо сульфосолей ряда тетрадимита—жозеита, либо пирита с микровключениями теллуридов Au и Ag. Наличие указанных минералов является однозначным признаком золоторудной формации только при условии, что концентрации типохимических элементов находятся в пределах, характеризующих данную формацию.

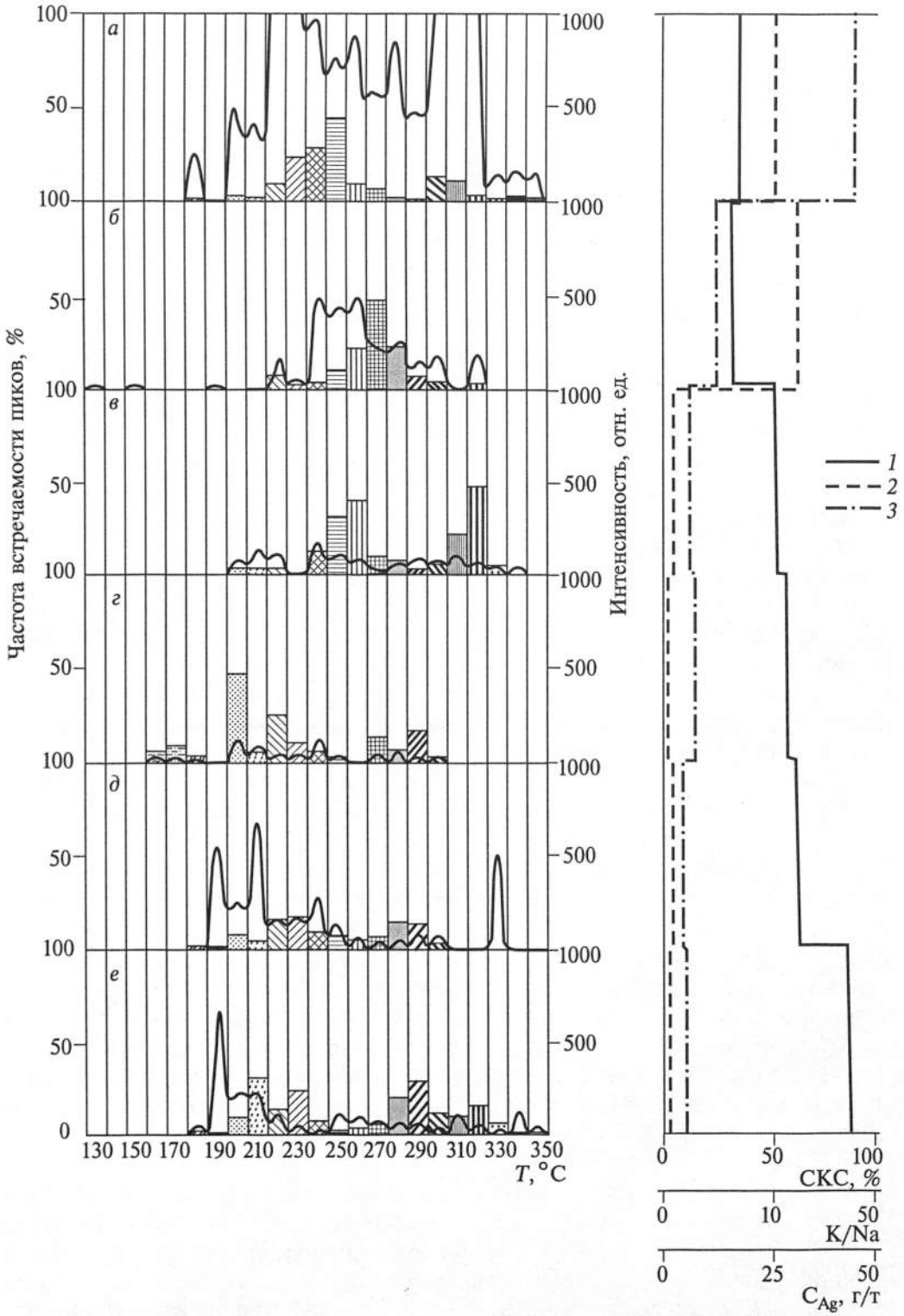
7.2.2.2. Критерии принадлежности жильного кварца к объекту определенного минерального типа рудной формации

В практике геолого-разведочных работ знание минерального типа прогнозируемого или оцениваемого месторождения является основным для определения целесообразности проведения ГРР, так как, например, малосульфид-

ные жилы золотокварцевой формации, содержащие низкие концентрации As и Sb, предпочтительнее обогащенных их минералами-носителями. Поэтому уже на ранних стадиях их изучения важно определение минерального типа. Данные критерии разработаны на основе наличия или отсутствия в нем типоморфных минералов, а при их отсутствии — на основе типохимических признаков. В частности, типоморфные минералы малоглубинной золотосеребряной формации — низкопробное золото, электрум, кюстелит, самородное серебро, фрейбергит, миаргирит, пираргирит, прустит, науманнит, канфильдит, пиростильпнит; типохимические признаки — среднее содержание K_2O > 0,55 %; Au и Ag соответственно более 0,1 и 5 г/т; отношение содержаний K_2O/Na_2O, K_2O/Li_2O более 7. Типохимические критерии легкой фракции жильного кварца среднеглубинной малосульфидной золотокварцевой формации: средние содержания Ag — 0,4–0,5 г/т, $\sigma/\bar{x}$ = 1,1–4,0; средние содержания Au > 0,1 г/т; Bi > 1 г/т; K/Na — 10–12; типоморфные минералы — золотосодержащие пирит либо арсенопирит, блеклая руда, тетрадимит, галенит либо их сочетания.

Наличие какого-либо одного признака бывает недостаточно для отнесения жильного кварца к золоторудной формации конкретного минерального типа, поэтому требуется использовать необходимый и достаточный комплекс критериев. Один из них — сочетание минерального состава, суммарного содержания элементов-примесей и геохимической специализации. Особенно важно его использование для переходных или экзотических минеральных типов. Например, среди месторождений золотосульфидно-кварцевой формации известны магнетитсодержащие минеральные типы (Новинка в Карийском поле, Талатуйское в Дарасунском узле, Забайкалье, вне связи со скарновым процессом, и Калиостровское в Коммунаровском узле, прямо связанное со скарнами). На рис. 53 показано отличие первых двух от обычных кварцевых жил золотосульфидно-кварцевой формации на порядок бóльшими содержаниями W. От скарново-шеелитовых месторождений (например, Восток-2 в Приморье) их отличает на порядок бóльшее содержание Au, а от золотошеелитово-силикатной формации (Кти-Теберда, Кавказ) — на порядок бóльшие содержания Au, Mo, Sb. Конкретные цифры суммы средних содержаний рудных компонентов (без Fe и Mn) в жильном кварце для золотокварцевых месторождений варьируют в пределах (г/т) 890–2580 (пиритовая основа) и 3940–9420 (арсенопиритовая основа), золотосульфидно-кварцевых — 1040–4773 (пиритовая основа) и 5238 до >13 050 (арсенопирит-антимонитовая основа), золотокварцево-сульфидная — 1318–9695 (пиритово-полиметаллическая основа) и 9054–22 934 (халькопиритово-сульфосольная основа).

В целом при определении минерального типа рудной формации главными являются типохимические признаки, пределы вариаций которых достаточно устойчивы. При этом с учетом возможных изменений состава примесей в жильном кварце в зоне гипергенеза целесообразно сочетание критических величин средних содержаний концентраций профилирующих элементов, примесей как в жильном кварце, так и в его легкой фракции. Рассмотрение этих


а
б
в
г
д
е
100
50
0
1000
500
130 150 170 190 210 230 250 270 290 310 330 350
T, °C
Частота встречаемости пиков, %
Интенсивность, отн. ед.
1
2
3
0 50 100
СКС, %
0 10 50
K/Na
0 25 50
C_Ag, г/т

вопросов, а также конкретные числа сумм концентраций элементов-примесей в жильном кварце или ПМК приведено в работах [Юргенсон, 1984б, 1988, 1997; А. с. 1189244; Юргенсон Г.А., Юргенсон Т.Н., 1987, 1991; и др.].

7.2.2.3. Критерии глубинности

Типоморфные признаки, характеризующие фации глубинности, рассмотрены в разд. 2.3 и 2.4. Критериями фаций глубинности являются: структуры и текстуры минеральных агрегатов, пределы вариаций значений степени СКС (см. табл. 90, 91, рис. 27, 36, 127), пределы вариаций содержаний Li и величин K/Na в легких фракциях (см. табл. 89), пределы вариаций температур α–β-переходов (см. табл. 28), соотношение концентраций воды и углекислоты в кварце. На рис. 127 представлены поля сопряженно изменяющихся величин степени СКС и величины $\boldsymbol{K}$ в кварце (рисунок предназначен для использования в рудно-формационном анализе при отнесении кварцево-жильных образований к определенной фации глубинности). Если приведенная на рис. 127 взаимосвязь является универсальным критерием глубинности, то в ряде случаев значимость других критериев варьирует; дополнительным информативным критерием для отличия близповерхностных и малоглубинных формаций от остальных являются структурно-текстурные особенности существенно кварцевых агрегатов.

Дополнительными критериями фаций глубинности могут служить величины Al/Ti, концентрации ЭДЦ, выражающиеся через их совокупности на ТЛ-граммах (рис. 128). Анализ рис. 128 показывает, что в ряду разноглубинных месторождений характеристики кварца закономерно изменяются: с глубиной степень СКС возрастает, а K/Na и содержание Ag уменьшаются, укладываясь в генеральные тенденции. ЕТЛ-граммы кварца малоглубинных месторождений имеют преимущественно один максимум в низко-среднетемпературном интервале (230–280 °С) при высоких (>400 отн. ед.) интенсивностях; среднеглубинных — два максимума при относительно низких (200–260 °С) и средневысоких (270–320 °С) температурах с относительно низкими (преимущественно <400 отн. ед.) интенсивностями. При этом для кварца нижних половин или существенно эродированных (бассейн р. Малая Столбовая) жил характерна высокая интенсивность низкотемпературных и низкая — среднетемпературных максимумов ЕТЛ. Рассмотренные закономерности хорошо согласуются с приведенными выше для отдельных жил других месторождений и разноглубинных рядов рудных формаций.

Рис. 128. Изменчивость ЕТЛ-грамм, СКС, отношений концентраций K и Na, содержаний Ag в ряду разноглубинных месторождений Au. Возрастание глубин сверху вниз.

Месторождения малоглубинные: *а* — Карамкенское (Примагаданье), *б* — Агинское (Камчатка); среднеглубинные: *в* — Нежданинское (Якутия), *г* — кварц из плотика россыпей Берелехского рудного узла (Колыма), *д* — бассейн р. Малая Столбовая, *е* — Караль-Веемское (Чукотка).

Сплошная кривая линия — интенсивность ЕТЛ; гистограмма — частоты встречаемости образцов, светящихся при указанных на горизонтальной оси температурах. *1* — СКС; *2* — C_{Ag}; *3* — K/Na.

Критерии отнесения золоторудных месторождений золотокварцевой формации к определенным

Золоторудная формация, условия локализации	Фация глубинности
Малосульфидная золотосеребряная	Малоглубинная
Малосульфидная золотокварцевая:	
жилы локализованы в осадочно-метаморфических толщах с прогрессивным метаморфизмом зелено-сланцевой фации вне прямой и непосредственной связи с магматизмом	Среднеглубинная
	Переходная к глубинной
жилы локализованы в метаморфических толщах биотитовой субфации и низких ступеней амфиболитовой фации метаморфизма с наложенной биотитизацией, актинолитизацией	Среднеглубинная, частью переходная к глубинной
Золотосульфидно-кварцевая	Среднеглубинная
Золотокварцево-сульфидная	

7.3. Критерии рудно-формационной типизации на основе типоморфизма вольфрамита

К важнейшим рудно-формационным критериям минералов группы вольфрамита относится его типохимизм и прежде всего соотношение ферберитовой и гюбнеритовой молекул. Рассмотренная выше рудно-формационная классификация вольфрамитовых месторождений основана как на этом важнейшем признаке, так и на учете статистических параметров концентраций Ta и Nb, типохимизма жильного кварца, особенно пределов вариаций средних содержаний W, As, Ag и Bi (см. рис. 53, 102, табл. 64). Грейзеновая формация и входящие в нее редкометалльно-олово-вольфрамовая и сульфид-молибденово-вольфрамовая подформации четко различаются по связи с определенными петрохимическими типами гранитов, интенсивностью развития сульфидов и различным

Таблица 91

фациям глубинности по типоморфным признакам жильного кварца

Минералы-индикаторы	Структуры и текстуры жильного кварца	Степень СКС кварца, %		*K*	
		$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ
Низкопробное золото, электрум, кюстелит, фрейбергит, миаргирит, канфильдит, науманнит, другие теллуриды, селениды, сульфосоли золота, серебра, олова, висмута и др.	Массивные, микросферолитовые, ритмично-полосчатые со сферолитовым, тонкошестоватым, мелкопластинчатым сложением отдельных слоев	31–40	3–8	38–67	21–40
Золото, тетрадимит—жозеит, теллуриды золота и серебра, микровключения петцита в пирите	Мелко-крупнозернистые до крупнокристаллически-зернистых и друзоватых, массивные, неяснополосчатые, брекчиевидные, шестоватые, гребенчатые	45–63	6–14	7–15	4–7
То же	Средне-крупнозернистые массивные с широко проявленными пластическими деформациями	64–67	5–9	6–8	2–9
Преобладает арсенопирит, обычны промышленные концентрации шеелита; золото крупное, крайне неравномерно распределено	Средне-крупнозернистые массивные, неяснополосчатые до друзоватых, шестоватых и гребенчатых	74–78	10–11	3–6	2–9
Золото в основном с пробностью более 750, теллуриды золота и серебра, тетрадимит—жозеит, сульфосоли меди, обогащенные золотом, микровключения петцита в пирите. Содержание сульфидов до 50 %	Тонкозернистые до крупнозернистых, массивные, брекчиевидные, грубополосчатые, шестоватые, гребенчатые, друзоватые, симметрично-зональное строение жил	52–86	10–13	5–12	2–3
То же, но содержание сульфидов более 50 %	То же	71–80	2–11	2–12	2–6

диапазоном вариций Ta/Nb. Он узок (0,32–0,5) для вольфрамитов сульфид-молибденово-вольфрамовой подформации и широк, образуя две четко различающиеся по его величине группы (0,1–0,19 и 0,89), для вольфрамитов соответственно оловоносных, не содержащих промышленного танталового оруденения и содержащих его. Для первой из подформаций характерно развитие в основном вольфрамитов железистых (среднее значение № 19–68), а для второй — марганцовистых (среднее значение № 49–83). Месторождения этих двух подформаций относятся к типичным среднеглубинным.

Ферберит-киноварь-антимонит-кварцево-халцедоновая подформация относится к малоглубинным, характеризуется развитием ферберита (среднее значение № 16), минимальным средним значением Ta/Nb при минимальном среднем содержании Ta и Nb.

7.4. Критерии рудно-формационной типизации месторождений флюорита

Изучение типохимизма и физических свойств флюорита показало, что к наиболее важным типоморфным его признакам, являющимся критериями, пригодными для рудно-формационной типизации, относятся содержания редких земель и связанные со способом их вхождения в структуру минерала его оптические свойства, в частности окраска и ЕТЛ. Впервые выполненный статистический анализ распределения флюоритов различной окраски с позиций их рудно-формационной принадлежности показал, что она является важным, наиболее просто определяемым признаком рудно-формационной типизации. Целесообразно использовать величину I_g / I_v и коэффициент стабильности $K_{ст}$ (соотношение частот встречаемости зеленого и фиолетового флюоритов) в совокупности с характеристическими отношениям, приведенными в табл. 80, 82 и 83.

Соотношение редких земель церовой и иттровой групп >1 характерно в основном для месторождений флюорита собственно флюоритовой формации, связанных с базальтоидным магматизмом. Исключение составляют месторождения сульфидно-флюоритового типа этой формации, для которых оно <1 (0,9). Это свидетельствует о том, что они генетически связаны с гранитоидным магматизмом. В пользу последнего свидетельствует наиболее вероятная их связь в Забайкалье с шахтаминским комплексом (Калангуйское). В этом аспекте вполне понятно как присутствие флюорита в золоторудных жилах Среднеголготайского месторождения, так и находящегося в одной с ним структуре Березовского месторождения флюорита сульфидно-флюоритового минерального типа. Понятно и широкое развитие преимущественно фиолетового и ярко-сиреневого флюоритов на многочисленных проявлениях сульфидно-флюоритового состава в том же Балейском рудном районе (Налимиха, Фатимовка и другие золоторудные проявления в нем). В этих проявлениях флюорита присутствует не только пирит, но и антимонит. Важно указать и на широкое развитие в верховьях р. Кручина (Верхнекручининское месторождение) в Забайкалье, долина которой на всем ее протяжении золотоносна, кварцево-флюоритовых жил, содержащих на флангах золотоносные (0,15–5,0 г/т) кварцево-сульфидные парагенезисы.

Преобладание иттровой группы TR над церовой может свидетельствовать также и о том, что месторождения сульфидно-флюоритового типа, традиционно включаемые в состав собственно флюоритовой формации, следует выделить в отдельную сульфидно-флюоритовую формацию, переходную от золоторудных формаций к флюоритовым. В пользу этого свидетельствует и присутствие во флюорите Калангуйского месторождения Mo, As и других элементов, не характерных для собственно флюоритовых месторождений. Не случайно в этой связи и то, что флюориты Калангуйского месторождения и его аналогов в Памиро-Тяньшаньской флюоритоносной провинции характеризуются наиболее высокими температурами гомогенизации ФВ в кристаллах I генерации.

Стронций-бариевое отношение является индикатором связи флюоритового оруденения с кислыми или со щелочными породами, но эти различия имеют лишь локальное значение. Для решения задач рудно-формационного анализа

могут быть использованы данные Sr/Ba в совокупности с распределением цветовых разностей флюорита.

По высоким концентрациям Be однозначно выделяются флюориты редкометалльно-флюоритовых формаций (>100 г/т), а также кальцит-кварцево-флюоритовой ($\bar{x}$ = 30 г/т при V = 136 %), по низким — ртутно-сурьмяная и грейзеновая ($\bar{x}$ = 1,7–2,7 г/т при V = 14–15 %).

По высоким концентрациям Mn выделяются флюориты кварцево-флюоритового и кальцит-барит-кварцево-флюоритового типов флюоритовой формации и грейзеновой ($\bar{x}$ = 61–132 г/т при V = 86–250 %), а по минимальным — ртутно-сурьмяно-флюоритовой и сульфидно-флюоритовой ($\bar{x}$ = 8–9 г/т при V = 98–106 %). По минимальным значениям суммы TR (см. табл. 69) выделяются флюориты сульфидно-флюоритовой и ртутно-сурьмяно-флюоритовой формаций ($\bar{x}$ = 32–168 г/т при V = 55 %)

По максимальным значениям интенсивности ЕТЛ ($\bar{x}I_2$ = 161 503 отн. ед. при V = 167 % и $\bar{x}I_4$ = 67 049 отн. ед. при V = 140 %) однозначно выделяются флюориты кварцево-флюоритового типа, по минимальным — ($\bar{x}I_2$ = 11 000 отн. ед. при V = 64 % и $\bar{x}I_4$ = 6700 отн. ед. при V = 111 %) оптический флюорит. По максимальному значению $\bar{x}I_1$ = 24 250 отн. ед. при V = 94 % и 67 000 отн. ед. при V = 100 % выделяются соответственно флюориты ртутно-сурьмяно-флюоритовой формации и щелочных пегматитов. Последние характеризуются и минимальным I_g/I_v (0,12). Минимальные $\bar{x}I_1$ = 395 отн. ед. при V = 36 % и 2100 отн. ед. при V = 100 % типичны соответственно для флюорита кальцит-кварцево-флюоритового типа и гранитных пегматитов. Наконец, по максимальным интенсивностям $\bar{x}I_3$ = 127 000 отн. ед. при V = 94 % и 39 100 отн. ед. при V = 75 % выделяются соответственно флюориты щелочных пегматитов и сульфид-кварцево-флюоритового типа или формации. Минимальные интенсивности $\bar{x}I_3$ = 1618 отн. ед. при V = 126 % и 10 262 отн. ед. при V = 48 % присущи соответственно флюоритам кальцит-кварцево-флюоритового типа и оптическому флюориту (см. табл. 83).

По контрастно высокому значению I_g/I_v выделяются флюориты кальцит-кварцево-баритово-флюоритового типа (7,8) и ртутно-сурьмяно-флюоритовой формации (6,0), а низкому — щелочных пегматитов (0,12) и оптического флюорита (1,33).

Таким образом, можно однозначно считать, что использование явления типоморфизма, рассмотренное на примере даже ограниченного круга минеральных видов и их сообществ, позволяет решать задачи рудно-формационной типизации рудных месторождений на количественной основе.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Типоморфизм проявляется на разных уровнях организации минерального вещества. В основе его — минералогенетическая информация [Юшкин, 1977], соответствующая вакансионной и примесной нестехиометричности, различным типам изоморфизма и связанными с ним ЭДЦ, а также неоднородностям, обусловленным механическими примесями минеральных фаз различных размеров. Последние обусловлены как структурами распада твердых растворов, так и вростками микрофаз в связи с ограниченной изоморфной емкостью кристаллической структуры. Избыточные в МС относительно нее концентрации элементов-примесей встраиваются в структуру минерала-хозяина только в определенных щелочно-кислотных и окислительно-восстановительных обстановках и в случае концентраций, не превышающих ее. В иных случаях возникают самостоятельные минеральные фазы, слагаемые этими потенциальными изоморфными примесями. В изученных в данной работе минералах это относится к изоморфным примесям Fe, Al, Ti, Ge, W, Ta, P и компенсаторам зарядов, в частности Na, Li, H, Cu, Ag, Ni, Co и др., находящимся в междоузлиях или структурных каналах в кварце, TR, Y, Sr, Ba, Mn во флюоритах, Te и Se, As, Co, Ni и др. в пиритах, Cd, Mn, In, Sn, Fe в сфалеритах, Sb, Co, Ni, Zn, Bi в арсенопиритах и халькопиритах Nb и Ta, отчасти, вероятно, Sc в вольфрамитах, танталониобатах и т.д.

В этом отношении важное типоморфное значение имеет, например, соотношение форм золота в пирите. Присутствие его в форме петцита и, вероятно, в других теллуридах при частотах встречаемости, выше критических, является важнейшим критерием принадлежности к золоторудной формации.

Важное значение имеют примеси, связанные с ФВ и ГЖВ. С одной стороны, они носители информации о *ТРХ*-характеристиках условий образования руд, с другой — являются средой переноса и перераспределения рудных элементов в жильном кварце с образованием концентраций рудных элементов, в частности рудных столбов перераспределения, с третьей — с ними связаны электрические свойства минералов, характер ИК-спектров, пределы вариаций которых являются рудно-формационными типоморфными признаками. Типоморфные признаки ряда физических свойств минералов (окраска, ТЛ, температуры и теплоты фазовых переходов, ИК-спектры, спектры ЭПР и др.) обусловлены изоморфными примесями, вакансиями и связанными с ними ЭДЦ.

2. Минералогическим картированием установлено, что в пределах жил, их поперечном сечении и в связи с латеральной и вертикальной зональностью существует вполне закономерное распределение минеральных индивидов с определенным соотношением структурных и неструктурных примесей, определяющих их физические свойства и отражающих смену концентраций возможных изоморфных примесей и условий их вхождения в растущий индивид. Эти закономерности

заключаются в изменениях ТЛ, микротвердости, СКС, ПЭЯ, параметров полиморфных превращений и других свойств, связанных с ритмично-периодической, но в целом однонаправленной сменой условий кристаллизации от контактов жил к их срединным частям вследствие снижения температуры МС.

3. Сравнительное изучение рудоносных кварцевых жил, пегматитов, силекситов, грейзенов, жильных образований в метаморфических толщах, в частности в медистых песчаниках и сланцах, сульфидных жил медно-никелевых месторождений выявило существенное сходство в их строении и последовательности минералообразования.

Сравнительный анализ строения пегматитов и рудоносных существенно кварцевых жил показал, что они принципиально не различаются. Есть все переходы от типичных шлировых, камерных и миароловых пегматитов, имеющих в основе строения три зоны — алюмосиликатную (аплит, письменный гранит, блоковая полевошпатовая), рудную (берилл, гранат, сподумен, поллуцит, шпинели, пирохлор-микролит, колумбит-танталит, другие танталониобаты, амблигонит-монтебразит, касситерит и др.), существенно кварцевую или кварцевое ядро к простым или разной степени сложности ритмично-слоистым рудоносным кварцевым жилам.

Совокупность всех данных по пределам вариаций строения, состава и свойств слагающих существенно кварцевые жильные и подобные им тела, позволяет рассматривать их как продукт эволюционной самоорганизации специфических водно-силикатных расплавов, обогащенных летучими, щелочными металлами и рудными элементами.

В качестве первичного модельного элемента в строении рассмотренных жильных тел выделена трехслойная структура — триада, состоящая из последовательно образованных слоев: алюмосиликаты — рудные — кварц. Механизм образования ритмично-слоистых существенно кварцевых жил рассмотрен как следствие квантованного выхода энергии кристаллизации при взаимодействии минералообразующего расплава или флюида и вмещающей среды (горных пород), ритмичной смены равновесий, обусловливающих образование последовательно формирующихся слоев в триадах и триад в жилах.

4. На основе рассмотренных типоморфных признаков минеральных тел выделяются рудно-формационные критерии строения (структурно-текстурные для минеральных агрегатов и степени совершенства кристаллического строения или структуры, объема или ПЭЯ для минеральных видов и их индивидов), состава (типохимические для пределов численных значений содержания членов изоморфных рядов и пределов вариаций концентраций примесных элементов) и свойств (пределы вариаций параметров ТЛ, их соотношений, частот встречаемости цветовых разностей кварца, флюорита и др., связь их с центрами окраски, параметры ИК-спектров, электропроводности и диэлектрической проницаемости и др.).

5. Анализ распределения и концентраций Y и TR во флюоритах позволил уточнить рудно-формационную классификацию месторождений флюорита и однозначно определить, что месторождения сульфид-кварцево-флюоритового минерального типа, наиболее типичным представителем которого является Калангуйское в Восточном Забайкалье, а также ртутно-сурьмяно-флюоритовой формации связаны с гранитоидным магматизмом и коровым источником фто-

ра. Они объединяются в одну сульфид-кварцево-флюоритовую формацию. Месторождения флюорита, традиционно относящиеся к собственно флюоритовой формации, связаны с кислыми или субщелочными дериватами базальтоидной магмы, и происхождение F следует считать мантийным.

6. На основе типоморфизма вольфрамита, а именно по соотношению в его индивидах ферберитовой и гюбнеритовой молекул и их распределении в близких по минеральному составу и содержанию примесей Ta и Nb, принято традиционное деление всех месторождений вольфрамита на две формации (грейзеновую вольфрамовую и антимонит-киноварь-кварцево-ферберитовую). А в зависимости от связи оруденения с литий-фтористыми (кукульбейскими в Забайкалье и их аналогами в других регионах) или обычными (шахтаминскими, гуджирскими в Забайкалье и их аналогами в других регионах) гранитами все месторождения грейзеновой формации подразделены на две подформации: редкометалльно-олово-вольфрамовую и сульфид-молибденово-вольфрамовую. В первой выделяются ферберит-касситерит-топаз-бериллово-кварцевый, малосульфидный мусковитово-кварцевый, вольфрамит-касситерит-циннвальдитово-кварцевый и малосульфидный вольфрамит-бериллово-сидерофиллитовый типы; во второй — молибденит-вольфрамитово-кварцевый, сульфидный молибденит-гюбнеритово-кварцевый и сульфид-гюбнеритово-кварцевый типы.

7. В процессе разработки минералого-геохимических критериев рудно-формационного анализа рудных месторождений на основе изучения типоморфизма жильного кварца и парагенных минералов удалось подойти к созданию новой методики и технологии рудно-формационной типизации рудных месторождений, связанных с кварцевыми жилами. Она включает сбор каменного материала, формирование выборок объемом 25–30 образцов, выполнение определенного объема физико-химических и химико-аналитических работ для получения данных по признакам строения, состава и свойств минералов и их устойчивых агрегатов, которые при математической обработке сравниваются с разработанными нами типоморфными признаками для эталонных месторождений с целью определения рудно-формационной принадлежности, фации глубинности, минерального типа.

8. Полученные при изучении типоморфизма общетеоретические положения и методические приемы успешно применялись при рудно-формационном анализе ряда генетических и промышленных типов новых рудных месторождений.

9. Типохимические признаки сульфидов, характеризующие месторождения различной рудно-формационной принадлежности, требуют их сравнительного изучения для разработки критериев рудно-формационного анализа и локального прогноза оруденения.

10. Выявленные типоморфные признаки рудно-формационной типизации являются одной из основ для разработки численных минералого-геохимических критериев локального прогнозирования, поисков и оценки масштабов оруденения, связанного с кварцевыми жилами. Для решения этой задачи необходимо сравнительное изучение вертикальной и латеральной зональности разномасштабных месторождений на основе минералогического картирования с целью выявления типоморфных признаков принадлежности определенных их частей к зонам рудных индикаторов, надрудным, рудным и подрудным зонам, а также зонам выклинивания на флангах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Акинфиев Н.Н. Уравнение состояния SiO_{2aq} для описания растворения кремнезема в диапазоне температур (0–600 °С) и давлений (1–1000 бар) // Геохимия. — 2001. — № 12. — С. 1352–1354.

А.с. 1072621 СССР. Способ оценки золотоносности кварцевых жил А.М. Гребенчиков, В.Д. Нартикоев, А.Р. Хруст. — № 3393560/18-25; Заявлено 10.03.84.

А.с. 1189244 СССР. Способ поисков и разведки постмагматических близповерхностных кварц-золото-серебряных месторождений / Г.А. Юргенсон. — № 3709613/24-25; Заявлено 11.03.84.

А.с. 1205655 СССР. Способ поисков золоторудных месторождений / И.Я. Некрасов, А.А. Конюшок. — № 3784175/24-25; Заявлено 24.07.84.

Андрусенко Н.И., Щепотьев Ю.М. Температурный режим формирования и стадийность субвулканических золотосеребряных месторождений Центральной Камчатки // Геохимия. — 1974. — № 2. — С. 179–186.

Ануфриев А.М. Химический и структурный типоморфизм пирита: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. — Казань, 1982. — 20 с.

Архипчук Р.З., Кузьмин И.Я. К характеристике природы минералообразующих растворов флюорит-фенакит-бертрандитовой минерализации // Изв. Забайкальского филиала географического о-ва СССР. — 1968. — Т. 4, вып. 1. — С. 97–98.

Атабекьянц К.П. Особенности первичных геохимических ореолов золотосульфидных месторождений прожилково-вкрапленных руд: Автореф. дис.... канд. геол.-мин. наук. — М., 1975. — 31 с.

Атрошкин В.Ф., Аносов П.М., Юргенсон Г.А. Использование геохимических особенностей минералов для прогнозирования погребенных рудных тел и месторождений // Рудоносные и рудные формации Забайкалья и смежных районов: Материалы чтений памяти акад. С.С. Смирнова. — Чита: Геогр. о-во СССР, 1988. — С. 229–230.

Афанасьева М.А., Каменцев И.Е., Франк-Каменецкий В.А. Колебания параметров элементарной ячейки кварца различного генезиса // Кристаллография. — 1959. — Т. 4, вып. 3. — С. 382–385.

Бадалов С.Т., Поваренных А.С. Элементы-примеси арсенопиритов // Металлогения и геохимия Узбекистана. — Ташкент: ФАН, 1974. — С. 82–91.

Базаров Л.Ш. Изменение физико-химических условий в процессе формирования пегматитов Центрального Казахстана // Минералогическая термометрия и барометрия. — М.: Наука, 1968. — Т. 1. — С. 70–81.

Бакуменко И.Т. Закономерные кварц-полевошпатовые срастания в пегматитах и их генезис. — М.: Наука, 1966. — 168 с.

Балейское рудное поле. — М.: ЦНИГРИ, 1984. — 269 с.

Балицкий В.С. Экспериментальное изучение процессов хрусталеобразования. — М.: Недра, 1978. — 143 с.

Балицкий В.С., Лисицина Е.С. Синтетические аналоги и имитации природных драгоценных камней. — М.: Недра, 1981. — 157 с.

Балицкий В.С., Лысаков В.С., Серебренников А.И. О влиянии физико-химических условий синтеза на характер термовысвечивания кварца // Геохимия. — 1971. — № 9. — С. 1144–1149.

Балицкий В.С., Махина И.Б., Цинобер Л.И. О вхождении фтора в кристаллы синтетического кварца // Геохимия. — 1974. — № 3. — С. 387–492.

Балицкий В.С., Махина И.Б., Емельченко А.Г и др. Об условиях образования кристаллов фосфорсодержащего розового кварца // Докл. АН СССР. — 1996. — Т. 349, № 3. — С. 358–360.

Барабанов В.Ф. Минералогия вольфрамитовых месторождений Восточного Забайкалья. — Л.: Изд-во ЛГУ, 1961. — 360 с.

Барабанов В.Ф. Химизм русских вольфрамитов // Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. — Л.: Изд-во ЛГУ, 1971. — С. 242–263.

Баранов В.Ф. Минералогия вольфрамитовых месторождений Забайкалья. — Л.: Изд-во ЛГУ, 1975. — Т. 2. — 360 с.

Барабанов В.Ф., Виноградова Л.Г. К вопросу о причинах колебания состава вольфрамитов // Вопросы геохимии и типоморфизма минералов. — Л.: Изд-во ЛГУ, 1985. — Вып. 3. — С. 60–91.

Баранов Э.Н., Норман А., Бородин В.А. Формы нахождения ртути в рудах месторождения Кастельяно (Куба) // Геохимия. — 1989. — № 3. — С. 432–437.

Баскакова М.П. Метаморфизм и золотоносность кварцевых жил Юго-Восточных Кызылкумов // Узб. геол. журн. — 1977. — № 3. — С. 20–23.

Белов Б.Н. О геохимическом смысле законов распределения концентраций вещества // Математические методы геохимических исследований. — М.: Наука, 1966. — С. 78–81.

Беус А.А. Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. — М.: Изд-во АН СССР, 1960. — 330 с.

Берзон Р.О. Формация золотых руд в ультраосновных породах // Рудоносные геологические формации. — М.: ЦНИГРИ, 1984. — Вып. 191. — С. 41–45.

Бершов Л.В., Крылова М.Д., Сперанский А.В. Электронно-дырочные центры $O-Al^{3+}$ и Ti^{3+} в кварце как показатель температурных условий регионального метаморфизма // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1975. — № 10. — С. 113–117.

Бершов Л.В., Марфунин А.С., Сперанский А.В. Новый стабильный радиационный центр в кварце // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1978. — № 11. — С. 106–116.

Беус А.А. Бериллий // Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. — М.: Наука, 1964. — Т. 1.

Богуш И.А. Комбинированные руды месторождений Северного Кавказа. — Геол. рудн. месторожд. — 1979. — Т. 21, № 6. — С. 32–43.

Божевольнов В.Е., Иванов Л.Н., Орлов Ю.Н. и др. Фотолюминесценция CaF_2—Mn // Вестн. МГУ. Сер. Химия. — 1979. — Т. 20, № 1. — С. 51–54.

Бойко С.М. Типоморфные особенности кварцев и сульфидов в месторождениях оловянно-вольфрамового пояса Забайкалья // Типоморфизм минералов и его прикладное значение. — Чита: Читинское отд-ние ВМО, 1983. — С. 7–10.

Бойко С.М., Гребенщикова В.И., Трошин Ю.П. Использование типоморфных особенностей минералов грейзенов при поисках цветных камней (на примере Шерловой Горы) // Типоморфизм минералов и его прикладное значение. — Чита: Читинское отд-ние ВМО, 1983. — С. 112–116.

Бороовикова Г.А., Широких И.Н. Типоморфные особенности пирита золоторудных фаций березитов и их прикладное значение // Типоморфизм минералов и его прикладное значение (тез. докл.). — Чита: Чит. отд-ние ВМО, 1983. — С. 47–50.

Бородаевская М.Б., Горжевский Д.И., Константинов М.М. и др. Принципы формационной классификации месторождений цветных и благородных металлов // Сов. геология. — 1984. — № 6. — С. 3–12.

Бородаевская М.Б., Горжевский Д.И., Кривцов А.И., Нарсеев В.А. и др. Классификация геологических и рудных формаций для целей локального прогноза месторождений цветных и

благородных металлов СССР // Формационный анализ и крупномасштабный прогноз рудных месторождений. — М.: ЦНИГРИ, 1987. — Вып. 216. — С. 9–19.

Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Борисенко А.С. и др. Роль смешения флюидов в формировании Ag-Pb-Zn месторождения Прогноз, Якутия (исследования флюидных включений и стабильных изотопов) // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. — М.: ИГЕМ, 1997. — С. 25–26.

Буканов В.В. Горный хрусталь Приполярного Урала. — Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1974. — 211 с.

Булдаков И.В., Гаврюченков Ф.Г. О зависимости температуры α-β превращений природного кварца от размеров его элементарной ячейки // Минералогия и геохимия. — Л.: Изд-во ЛГУ, 1972. — Вып. 4. — С. 55–58.

Быбочкин А.М. Месторождения вольфрама и закономерности их размещения. — М.: Недра, 1965. — 236 с.

Быховский Л.З., Иванов В.В., Четырбоцкая И.И. Новые данные о распределении индия в вольфрамитах // Третье совещание по минералогии, геохимии, генезису и комплексному использованию вольфрамовых месторождений СССР (тез. докл.). — Л.: Изд-во ЛГУ, 1971. — С. 96–97.

Василевский Б.Б. Минералого-геохимические особенности полиметаллического месторождения Карахана и их поисково-оценочное значение: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. — Ташкент, 1988. — 17 с.

Василькова Н.Н., Соломкина Ю.Г. Типоморфные особенности флюорита и кварца. — М.: Недра, 1965. — 134 с.

Величкин В.И., Киселева Г.Д., Крылова Т.В., Никонов Б.С. Геологические и физико-химические условия рудообразования высококонцентрированных флюидно-солевых систем на уникальном месторождении олова Сырымбет (Северный Казахстан) // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. — М.: ИГЕМ, 1997. — С. 27–28.

Виноградова Л.Г., Барабанов В.Ф., Сорокин Н.Д. О распределении железа, марганца, ниобия и скандия в вольфрамитах // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1980. — Ч. 109, № 3. — С. 352–358.

Воган Д., Крейг Дж. Химия сульфидных минералов. — М.: Мир, 1984. — 565 с.

Воеводин В.Н. Зависимость химического состава вольфрамитов от геологических условий образования // Геология руд. месторож. — 1880. — Т. 24, № 4. — С. 32–43.

Воин М.И. Геолого-геохимические особенности золоторудной минерализации в "черносланцевых" толщах и применение геохимических методов при их поисках, оценке и разведке / Геология, методы поисков и разведки месторождений металлических полезных ископаемых. Обзор. — М.: Мингео СССР, 1978. — 53 с.

Войткевич Г.В., Кокин А.В., Мирошников А.А., Прохоров В.Г. Справочник по геохимии. — М.: Недра, 1990. — 480 с.

Воларович Г.П., Николаева Л.Н., Бархударян Н.Б. Типоморфные особенности самородного золота и кварца близповерхностных месторождений // Научные основы и практическое использование типоморфизма минералов. — М.: Наука, 1980. — С. 204–212.

Волков А.В. Термобарогеохимические особенности и условия образования золотосульфидного вкрапленного оруденения // Передовой научно-произв. опыт. — М.: ВИЕЭМС, 1989. — С. 14–23.

Гавриленко В.В., Гайдамако И.М., Смоленский В.В. Редкоземельные элементы, скандий и ниобий в вольфрамитах Баджальского рудного района (Дальний Восток) // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. — 1995. — № 3. — С. 48–56.

Гаврилов А.М., Гриненко Л.И. О генезисе одного из золоторудных месторождений прожилково-вкрапленных руд по данным изотопного состава серы сульфидов // Тр. ЦНИГРИ. — М., 1980. — Вып. 150. — С. 62–68.

Гаврилов А.М., Камышев Ю.И. О распределении золота и мышьяка в кристаллах пирита как показателе совместного их переноса в гидротермальных растворах // Тр. ЦНИГРИ. — М., 1981. — Вып. 159. — С. 58–63.

Гамянин Г.Н. Типы золоторудных месторождений Восточной Якутии. — М.: Наука, 1974. — С. 5–34.

Гамянин Г.Н., Горячев Н.А. Зональность изменения типоморфных свойств минералов одного из золоторудных месторождений Восточной Якутии // Типоморфные особенности рудных минералов эндогенных образований Якутии. — Якутск, 1983. — С. 6–19.

Гамянин Г.Н., Горячев Н.А., Жданов Ю.Я., Суплецов В.М. Значение типоморфизма минералов при регионально-минералогических исследований // Мин. сб. Львовского ун-та. — 1983. — № 37. — С. 17–25.

Геологические исследования и горно-промышленный комплекс Забайкалья / Г.А. Юргенсон, В.С. Чечеткин, В.М. Асосков и др. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1999. — 574 с.

Гелашвили Н.В. Некоторые геохимические особенности пирротинов Зесхейского рудного поля (Н. Сванети) // Сообщение АН СССР. — 1989. — Т. 133, № 1. — С. 113–116.

Генетические модели эндогенных рудных формаций. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. — Т. 1. — 150 с.; Т. 2. — 160 с.

Геологический справочник по сидерофильным и халькофильным редким металлам // В.В. Иванов, О.Е. Юшко-Захарова, Л.Ф. Борисенко, Л.Н. Овчинников. — М.: Недра, 1989. — 462 с.

Геологическое строение, минералогия и особенности генезиса золоторудных месторождений Балейского рудного поля (Восточное Забайкалье) / Н.В. Петровская, П.С. Берштейн, С.Г. Мирчинк и др. — М.: Госгеолтехиздат, 1961. — Вып. 45, ч. 2. — 156 с.

Геология оловорудных месторождений СССР / Гл. ред. С.Ф. Лугов. — М.: Недра, 1986.

Геохимические основы поисков и прогнозирования рудных месторождений. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978. — 216 с.

Гетманская Т.И., Дандар С., Кемпе У. Новые данные по генезису ферберитовых месторождений Ховд-Гол и Мушгуу (Монгольский Алтай) // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. — 1995. — № 2. — С. 12–20.

Гинзбург А.И., Кузьмин В.И., Сидоренко Г.А. Минералогические исследования в практике геологоразведочных работ. — М.: Недра, 1981. — 237 с.

Годовиков А.А. Орбитальные радиусы и свойства элементов. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977. — 155 с.

Годовиков А.А., Риппинен О.И., Моторин С.Г. Агаты. — М.: Недра, 1987. — 368 с.

Гонгальский Б.И., Криволуцкая Н.А. Чинейский расслоенный плутон. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1993. — 184 с.

Горжевский Д.И., Козеренко В.Н., Константинов Р.М. Магматические и рудные формации. — М.: Недра, 1986. — 211 с.

Горячев Н.А. Термолюминесценция кварца одного из золоторудных месторождений Восточной Якутии // Материалы VII конф. молодых ученых. Геохимия и полезные ископаемые. — М., 1980. — С. 68–75. — Деп. в ВИНИТИ, 1980, № 3144-80.

Горячев Н.А. Типоморфные особенности жильного кварца месторождений золотокварцевой малосульфидной формации (Верхояно-Колымская складчатая область): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. — М., 1985. — 18 с.

Горячев Н.А., Шадрина Л.П., Сабардахова Э.Е. Щелочи и алюминий в кварце как индикаторы условий его образования // Силикаты магматических и постмагматических образований Якутии. — Якутск, 1983. — С. 88–93.

Гребенников А.М. Минералого-геохимические особенности близповерхностных золоторудных месторождений позднепалеозойского вулканического пояса Казахстана: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. — М., 1976. — 20 с.

Гребенников А.М. Технологические типы руд и рудная зональность вольфрамитсодержащих гранитов Спокойнинского месторождения // Проблемы рудообразования, поисков и оценки минерального сырья. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1996. — С. 107–126.

Григорьев Д.П. Онтогения минералов. — Львов: Изд-во Львовск. ун-та, 1961.

Григорьев Д.П., Жабин А.Г. Онтогения минералов. — М.: Наука, 1975. — 396 с.

Гришин В.М., Изюмский С.И., Гапунов Т.Г. О термолюминесценции кварца из золоторудных месторождений Северного Казахстана // Зап. ВМО. — 1971. — Т. 100, вып. 2. — С. 153–162.

Гуреев В.Ф., Гребенников А.М. Минералого-геохимический шлиховой метод поисков золоторудных месторождений // Методика и техника геохимических поисков рудных месторождений. — Фрунзе, 1975. — С. 411–415.

Гуреев В.Ф., Гребенников А.М. Методологические указания по применению минералого-геохимического шлихового метода при поисках золоторудных месторождений. — М.: ЦНИГРИ, 1979. — 22 с.

Гурова Е.П. Об особенностях распределения стронция во флюоритах из некоторых проявлений Украины. — Тр. Ин-та минеральных ресурсов, 1971. — Вып. 4.

Гутан В.Б. Влияние электронного облучения на люминесцентные свойства // Журн. прикл. спектроскопии. — 1967. — Т. VII, вып. I. — С. 37–41.

Давиденко Н.М. Минеральные ассоциации и условия формирования золотоносных кварцевых жил Мало-Анюйского района Западной Чукотки. — Магадан, 1975. — 133 с.

Денисенко В.К. Месторождения вольфрама. — М.: Недра, 1971. — 143 с.

Дистлер В.В. К геохимии вольфрамитов высокотемпературных редкометалльных месторождений // Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. — Л.: Изд-во ЛГУ, 1967. — С. 72–85.

Добровольская М.Г., Ведяев А.Ю. Ассоциации элементов-примесей в сфалерите как индикаторы формационного и генетического типов свинцово-цинковых месторождений // Докл. АН СССР. — 1989. — Т. 306, № 4. — С. 968–972.

Долгов Ю.А. Вопросы генезиса пегматитов по материалам изучения флюидов в минералах // Минералогия и генезис пегматитов. — М.: Недра, 1965. — С. 207–214.

Доломанова Е.И. Оловянно-вольфрамовые месторождения Ингодинского рудного узла и их генетические особенности// Тр. ИГЕМ АН СССР. — М.: Изд-во АН СССР, 1959. — Вып. 23.

Доломанова Е.И., Бершов Л.В., Гасоян Н.С. Изоморфные элементы-примеси в жильном кварце оловорудных месторождений Забайкалья и их генетическое значение // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1972. — № 6. — С. 65–74.

Доломанова Е.И., Власова Е.В. Распределение углекислоты в кварце оловорудных месторождений Забайкалья (по данным ИК-спектрометрии) // Зап. ВМО. — 1974. — Т. 103, вып. 6. — С. 711–714.

Доломанова Е.И., Юргенсон Г.А., Перевертаев В.Д. и др. Состав и физические свойства параморфозы α-кварца по β-кварцу из пегматитов Волыни // Изв. вузов. Сер. геол. и разв. — 1976. — № 3. — С. 50–59.

Дорошенко Ю.П. Особенности генезиса флюоритовых месторождений Приаргунья (Вост. Забайкалье) по включениям в минералах: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. — Львов, 1971. — 22 с.

Дэвис Дж. Статистика и анализ геологических данных: Пер. с англ. — М.: Мир, 1977. — 571 с.

Дэна Дж. Д., Дэна Э.С., Пэлач Ч., Берман Г., Фрондель К. Система минералогии. — Т. II, полутом 2-й. — М.; Л.: Иностр. лит., 1954.

Евзикова Н.З. Поисковая кристалломорфология. — М.: Недра, 1984. — 140 с.

Евзикова Н.З., Беленькая Н.С. К вопросу о поисково-оценочном значении форм кристаллов пирита // Зап. ВМО. — 1977. — № 6. — С. 749–750.

Емлин Э.Ф., Синкевич Г.А., Якшин В.И. Жильный кварц Урала в науке и технике. — Свердловск: Ср.-Уральск. книжн. изд-во, 1988. — 272 с.

Ермаков Н.П. Происхождение остаточных пегматитов камерного типа на Волыни // Тр. ВНИИП. — 1957. — Т. 1, вып. 1. — С. 25–42.

Ермаков Н.П. Геохимические системы включений в минералах. — М.: Недра, 1972.

Ефремов С.В., Стафеев К.Г. Петрохимические методы исследования горных пород: Справ. пособие. — М.: Недра, 1985. — 510 с.

Жабин А.Г. Онтогения минералов (агрегаты). — М.: Наука, 1979. — 319 с.

Жабин А.Г., Самсонова Н.С., Исакович И.З. Минералогические исследования околорудных ореолов. — М.: Недра, 1987. — 160 с.

Жильный кварц восточного склона Урала. — Ч. 1: Методы исследования / Г.Н. Вертушков, Э.Ф. Емлин, Г.А. Синкевич и др. — Свердловск: Свердл. горн. ин-т, 1969. — Вып. 58. — 100 с.

Жильный кварц восточного склона Урала / Г.Н. Вертушков, Ф.Ф. Борисков, Э.Ф. Емлин и др. — Свердловск: Свердл. горн. ин-т, 1970а. — Вып. 66, ч. 2. — 103 с.

Жильный кварц восточного склона Урала. — Свердловск: Свердл. горн. ин-т, 1970б. — Вып. 80, ч. 3. — 107 с.

Жмодик С.М., Комакин С.В., Куликов А.А., Шестель С.Т. Авторадиографическое изучение распределения дисперсного золота в пиритах углеродистых отложений Байкало-Патомского района // Докл. АН СССР. — 1989. — Т. 306, № 6. — С. 1460–1463.

Заремба Ю.Г. Основные черты стадийности рудообразования на месторождении Мурунтау (Западный Узбекистан) // Тр. ЦНИГРИ. — М., 1968. — Вып. 79. — С. 279–290.

Захарченко А.И. Газово-отвердевшие включения остатков расплавов в гранитах, аплитах и пегматитах и их роль в познании гранитов и генезиса пегматитов // Тр. ВНИИСИМС. — Александров, 1971. — Т. XIV. — С. 66–75.

Золото-сереброродные метасоматиты в черносланцевых толщах / К.В. Захаревич, Н.В. Котов, П.А. Паганов и др. — Л.: Изд-во ЛГУ, 1987. — 236 с.

Зуев В.Н., Зубков Л.Б., Чистов Л.Б. и др. Новые данные о формах вхождения тантала и ниобия в вольфрамит // Докл. АН СССР. — 1966. — № 1. — С. 97–100.

Иванова А.А. Флюоритовые месторождения Восточного Забайкалья (условия формирования и закономерности размещения). — М.: Недра, 1974. — 208 с.

Иванова Г.Ф. Минералогия и геохимия вольфрамового оруденения Монголии. — М.: Наука, 1976. — 244 с.

Иванова Г.Ф. Минералого-геохимические индикаторы типов вольфрамитовых месторождений // Геохимические основы поисков и прогнозирования рудных месторождений. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978. — С. 53–59.

Иванова Г.Ф., Наумов В.Б. Основные параметры гидротермальных растворов, формировавших вольфрамовые месторождения // Геохимия. — 1989. — № 7. — С. 925–935.

Иванова Г.Ф., Игнатенко К.Л., Конопкова Н.Н., Максимюк И.Е. Распределение железа и марганца в вольфрамитах (по микрорентгеноспектральным данным) // Геохимия. — 1981. — № 2. — С. 179–194.

Иванова Г.Ф., Колесов Г.М., Наумов В.Б., Черкасова Е.В. и др. Редкоземельные элементы в гранитах и минералах Их-Хайрханского вольфрамоворудного района (Центральная Монголия) // Геохимия. — 2001. — № 11. — С. 1152–1161.

Иванова Г.Ф., Максимюк И.Е. Зависимость состава вольфрамитов от ряда геолого-минералогических и физико-химических факторов // Геохимия. — 1971. — № 9. — С. 1110–1122.

Иванова Г.Ф., Максимюк И.Е., Бахтеев Р.Х. и др. Корреляционные связи тантала, ниобия, скандия, иттрия, иттербия в вольфрамитах и их геохимическое значение // Геохимия. — 1981. — № 8. — С. 1123–1125.

Иванова Г.Ф., Малиновский Е.П. Геохимическая характеристика и структурные условия формирования гюбнеритовой минерализации Джидинского рудного поля // Джидинский рудный район: проблемы развития и освоения минеральных ресурсов. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984. — С. 106–115.

Иванова Г.Ф., Максимюк И.Е., Шувалов И.Г. и др. Минералого-геохимическая характеристика вольфрамового оруденения Западной Монголии // ГРМ. — 1988. — Т.30, № 40. — С. 17–29.

Иванюк Б.О., Ольшевский В.М., Крюкова Г.В. Типоморфные черты арсенопирита месторождений золотокварцевой формации Северо-Востока СССР // Минералогия рудных районов Дальнего Востока. — Владивосток, 1987. — С. 59–62.

Игнатьев Л.А., Келевидзе В.И., Киселев В.Ф. Связанная вода в дисперсных системах. — М.: Изд-во МГУ, 1970. — Вып. 1. — 56 с.

Исследования в области физики твердого тела / Под ред. М.С. Мецика, В.Д. Перевертаева. — Иркутск: Изд-во Иркутск. ун-та, 1973. — Вып. 2. — 303 с.

Каменцев И.Е. О влиянии температуры кристаллизации кварца на вхождение структурной примеси алюминия // Минер. сб. Львовск. ун-та. — 1967. — № 21, вып. 4. — С. 396–399.

Каленов А.Д. Типоморфные элементы рудных минералов и некоторые особенности металлогении Восточной Монголии // Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. — М.: Недра, 1966.

Карапетян А.И., Амирян Ш.О. Теллуриды золота как индикаторы геохимических условий минералообразования // Тез. докл. к 27-му Междунар. геол. конгр., Москва, 4–14 авг. 1984. — М., 1984. — С. 69–70.

Карпухин В.С., Баранов Э.Н. Формы нахождения элементов-индикаторов в ореолах колчеданных месторождений. — М.: Наука, 1983.

Картенко Н.Ф., Сидоренко Г.А., Соломкина С.Г. и др. О влиянии условий образования и примесей на параметры элементарной ячейки природного кварца // Рентгенография минерального сырья. — М.: Недра, 1971. — № 3. — С. 8–41.

Китаенко А.Э. Пирит как минералого-геохимический индикатор зональности околорудного ореола Первомайского медно-цинково-колчеданного месторождения // Геология руд. месторождений. — 1984. — № 2. — С. 77–86.

Китаенко А.Э. Пирит — индикатор зональности и формационной принадлежности руд и ореолов сульфидных месторождений: Автореф. дис. ... геол.-мин. наук. — М., 1987. — 24 с.

Кларк К. Фазовые отношения в системе Fe-As-S // Проблемы эндогенных месторождений. — М.: Мир, 1966. — С. 34–47.

Коваленкер В.А., Малов В.С., Вяльсов Л.Н. Типоморфные особенности сфалерита из медно-никелевых месторождений Талнахского рудного узла // Состав и структура минералов как показатели их генезиса. — М.: Наука, 1978. — С. 158–163.

Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитов. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977. — 206 с.

Колонин Г.Р., Пальянова Г.А., Широносова Г.П. Устойчивость и растворимость арсенопирита в гидротермальных растворах // Геохимия. — 1988. — № 6. — С. 843–856.

Колонин Г.Р., Пальянова Г.А., Широносова Г.П., Моргунов К.Г. Влияние углекислоты на внутренние равновесия во флюиде при формировании золоторудных гидротермальных месторождений // Геохимия. — 1997. — № 1. — С. 26–57.

Кольцов А.Б., Баранова Н.Н., Козеренко С.В. и др Некоторые особенности флюидного режима азота в гидротермально-метасоматических системах (на примере золоторудных месторождений Зод, Чарматан, Мурунтау и Марджанбулак // Геохимия. — 2001. — № 11. — С. 1196–1206.

Комов И.Л., Николаенко В.Л., Никитин А.В. Термолюминесценция природных кристаллов кварца // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1971. — № 4. — С. 88–93.

Константинов Р.М. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. — М.: Наука, 1973. — 213 с.

Коплус А.В. Формационно-генетическая систематика флюоритовых и флюоритоносных месторождений // Отеч. геология. — 1993. — № 5. — С. 34–40.

Коплус А.В., Озерова Н.А., Волкова А.В. Ртуть во флюоритовых месторождениях // Флюорит. — М.: Наука, 1976. — С. 217–235.

Кормилицын В.С. Рудные формации и процессы рудообразования. — Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1973. — 327 с.

Коробейников А.Ф., Пшеничкин А.Я. Геохимические особенности пирита золоторудных месторождений // Геохимия. — 1985. — № 1. — С. 93–104.

Корчагин У.А., Юргенсон Г.А. Минералогические особенности Их-Хайрханского вольфрамитового месторождения (Центральная Монголия) // Третье совещание по минералогии, геохимии, генезису и комплексному использованию вольфрамитовых месторождений СССР, 23–25 ноября 1971 г.: Тез. докл. — Л.: Изд-во ЛГУ, 1971. — С. 101–103.

Корчагин У.А., Юргенсон Г.А. Особенности геологического строения и типоморфизма главных рудообразующих минералов Их-Хайрханского вольфрамитового месторождения (Центральная Монголия) // Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений: Тр. III Всесоюз. совещания по минералогии, геохимии, генезису и комплексному использованию

вольфрамовых месторождений СССР / Отв. ред. В.Ф. Барабанов. — Л.: Изд-во ЛГУ, 1975. — С. 135–140.

Костов И. Минералогия. — М.: Мир, 1971. — 584 с.

Костов И. Пирит — изменчивость на кристални форми и генезис // Природа (НБР). — 1987. — Вып. 36, № 6. — С. 21–25.

Костов И., Минчева-Стефанова И. Сульфидные минералы. Кристаллохимия. Парагенезис. Систематика: Пер. с англ. — М.: Мир, 1968. — 280 с.

Костылева Е.Е. Некоторые методы изучения рудоносного кварца и опыт их применения. — М.: Наука, 1964. — 132 с.

Косухин О.Н., Бакуменко И.Т., Чупин В.П. Магматический этап формирования гранитных пегматитов. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984. — 137 с.

Кравцова Р.Г., Труфанова Л.Г. H_2O^+ в породах и кварцах эпитермальных золотосеребряных месторождений // Геохимия. — 2001. — № 9. — С. 1019–1024.

Кравчук И.Ф., Слуцкий А.Б. Поведение фтора во флюидно-магматической системе // Геохимия. — 2001. — № 6. — С. 671–676.

Красильщикова О.А. Связь люминесцентных свойств флюорита с его минералого-геохимическими особенностями: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. — Киев, 1971.

Красильщикова О.А., Таращан А.Н., Платонов А.Н. Окраска и люминесценция природного флюорита. — Киев: Наук. думка, 1986. — 223 с.

Красников В.И., Фаворов В.А., Суматохин В.А. и др. Изучение электрических свойств Дукатского месторождения с целью прогнозирования оруденения на глубину // Сб. рефератов НИР ЗабНИИ, завершенных в 1976 г. — Чита: ОНТИ ЗабНИИ, 1978. — С. 21–27.

Кривицкая Н.Н. Минералогия золотоносных сульфидов железа Дарасунского месторождения (Восточное Забайкалье): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. — М., 1977. — 30 с.

Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые / Под ред. Д.В. Рундквиста. — Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1986. — 752 с.

Крутиков В.Ф., Булатов Ф.М. Парамагнитные центры в природных пиритах // Минерал. журн. — 1989. — Т. II. — № 3. — С. 64–67.

Кудряшова И.Г. К минералогии и геохимии Куналейского вольфрамитового месторождения // Третье совещание по минералогии, геохимии, генезису и комплексному использованию вольфрамовых месторождений СССР (тез. докл.). — Л.: Изд-во: ЛГУ, 1971. — С. 103–104.

Кузнецов В.А. Генетические ряды и серии рудных формаций // Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых. — Ташкент: Фан, 1975. — С. 6–15.

Кузнецов В.А., Дистанов Э.Г., Оболенский А.А. Общие принципы и методы выделения рудных формаций и их систематики // Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. — М.: Наука, 1972. — С. 7–22.

Кузьмин В.И., Добровольская Н.В., Солнцева Л.С. Турмалин и его использование при поисково-оценочных работах. — М.: Недра, 1979. — 269 с.

Куршев С.А., Труфанов В.Н. Опыт изучения газово-жидких и твердых включений в минералах под электронным микроскопом // Минералогическая термометрия и барометрия. — М.: Наука, 1965. — С. 112–117.

Лазько Е.М., Ляхов Ю.В., Пизнюр А.В. Физико-химические основы прогнозирования постмагматического оруденения. — М.: Недра, 1981. — 256 с.

Левченко И.В., Овчинников Н.И. Значимость некоторых геологических признаков при разбраковке проявлений золота и серебра одного из районов Средней Азии // Узб. геол. журн. — 1989. — № 4. — С. 42–48.

Левицкий О.Д. Геология рудных месторождений Забайкалья. — М.: Наука, 1964. — 334 с.

Летников Ф.А. Процессы самоорганизации при формировании магматогенных и гидротермальных рудных месторождений // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. — М.: ИГЕМ, 1997. — С. 152–153.

Летников Ф.А., Вилор Н.В. Золото в гидротермальном процессе. — М.: Недра, 1981. — 173 с.

Летников Ф.А., Нарсеев В.А. Инверсии флюидного режима природных минералообразующих систем // Минералогия зон окисления и кор выветривания месторождений благородных металлов. — М.: ЦНИГРИ, 1986. — Вып. 208. — С. 48–55.

Лихойдов Г.Г., Некрасов И.Я. Растворимость золота в комплексной водной сульфидно-хлоридной среде при 300–500 °С и $P_{общ}$ = 1 кбар // Геохимия. — 2001.— № 1. — С. 394–403.

Лупашко Т.Н., Шурига Т.Н., Красильщикова О.Н. и др. Центры окраски и люминесценции во флюорите как индикаторы состава минералообразующей среды на примере одного из редкометалльных месторождений // Минер. журн. — 1980. — Т. 2, № 4. — С. 66–74.

Ляхов Ю.В. Условия образования и зональность золоторудных месторождений (по данным термобарогеохимии): Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. — М., 1985. — 42 с.

Максимюк Е.И. Зависимость физических свойств вольфрамита от химического состава // Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. — Л.: Изд-во ЛГУ, 1971.

Максимюк И.Е. Касситериты и вольфрамиты. — М.: Недра, 1973. — 134 с.

Максимюк И.Е., Иванова Г.Ф. Физические свойства вольфрамитов Монголии // Третье совещание по минералогии, геохимии, генезису и комплексному использованию вольфрамовых месторождений СССР (тез. докл.). — Л.: Изд-во ЛГУ, 1971. — С. 106–107.

Максимюк И.Е., Урусов В.С., Хисина Н.Р., Иванова Г.Ф. Электронно-микроскопическое исследование структур спиноидального распада вольфрамитов // Третье совещание по минералогии, геохимии, генезису и комплексному использованию вольфрамовых месторождений СССР (тез. докл.). — Л.: Изд-во ЛГУ, 1971. — С. 107–108.

Малышев Б.И., Миронова О.Ф., Наумов В.Б. и др. Условия образования кварц-флюорит-карбонатных жил на оловянном месторождении Хеммерляйн (Германия) // Геохимия. — 2002. — № 5. — С. 513–519.

Маракушев А.А. Петрогенезис и рудообразование. — М.: Наука, 1979. — 262 с.

Маракушев А.А., Безмен Н.И. Минералого-петрологические критерии рудоносности изверженных горных пород. — М.: Недра, 1992. — 316 с.

Маракушев А.А., Шиповалов Ю.Б., Граменицкий Е.Н., Щекина Т.И. Экспериментальное моделирование рудогенерирующей способности гранитных систем // Экспериментальное и теоретическое моделирование процессов минералообразования. — М.: Наука, 1998. — С. 104–118.

Марфунин А.С. Спектроскопия, люминесценция и радиационные центры в минералах. — М.: Недра, 1975. — 327 с.

Мацюшевский А.В. Минералогия и типоморфные комплексы элементов-примесей контактово-метасоматических и гидротермальных образований золоторудного поля Тардан: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. — Томск, 1973. — 25 с.

Машковцев Р.И. Исследование радиационных и примесных дефектов в кристаллическом кварце методом ЭПР: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. — Новосибирск, 1978. — 20 с.

Мельник Ю.П. Термодинамические константы для анализа условий образования железных руд. Справочник. — Киев: Наук. думка, 1972. — 134 с.

Месторождения Забайкалья / Под ред. Н.П. Лаверова. — М.: Геоинформмарк, 1995. — Т. 1, кн. 1. — 193 с; кн. 2. — 244 с.

Методические рекомендации по использованию электрических свойств рудных минералов для изучения и оценки эндогенных месторождений / В.И. Красников, В.А. Фаворов, В.А. Суматохин и др. — Л., 1983. — 91 с.

Методические рекомендации по применению изотопно-геохимических методов при поисках и оценке золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных формациях / Н.М. Заири, А.П. Глухов, В.Н. Иванов, В.А. Гриненко. — М.: ЦНИГРИ Мингео СССР, 1988. — 44 с.

Мецик М.С., Ларионов М.П., Новиков Г.К. Исследования в области физики твердого тела. — Иркутск, 1973. — Вып. 1. — 139 с.

Минералогическая термометрия и барометрия. — М.: Наука, 1965. — Т. 1. — 327 с.

Минералогическая термометрия и барометрия. — М.: Наука, 1968. — Т. 2. — 301 с.

Минералогические таблицы. Справочник / Е.И. Семенов, О.Ю. Юшко-Захарова, И.Е. Максимюк и др. — М.: Недра, 1981. — 399 с.

Минералогия и геохимия золота Куларского района / В.А. Амузинский, Г.С. Анисимов, В.А. Баландин и др. — Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1988. — 135 с.

Минералы. Справочник. — М.: Изд-во АН СССР, 1960. — Т. 1; 1962. — Т. 2.

Минералы. Справочник. — М.: Наука, 1965. — Т. 2. — 341 с.

Минчева-Стефанова Й. Типоморфизм сфалерита // Науч. основы и практическое использование типоморфизма минералов. — М.: Наука, 1980. — С. 255–267.

Михеев В.И. Рентгенометрический определитель минералов. — М.: Госгеолтехиздат, 1957.

Могаровский В.В., Мельниченко А.К. Геохимия стронция в верхнепалеозойских гранитоидах южного Гиссара (Таджикистан) // Геохимия. — 1967. — № 9.

Моисеев Б.М. Природные радиационные процессы в минералах. — М.: Недра, 1985. — 174 с.

Молчанов Б.В., Лощинин В.П. Новые данные о геологическом строении Мурунтауского рудного поля // Зап. Узб. отд-ния ВМО. — 1989. — Вып. 42. — С. 134–138.

Морошкин В.В., Расулов В.А. Рентгенлюминесценция флюорита из месторождений различных формационно-генетических типов // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. — 2002. — Ч. 131, № 6. — С. 59– 70.

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

Набоко С.И. Металлоносность современных гидротерм в областях тектономагматической активности. — М.: Наука, 1980. — 199 с.

Напартэ В.А., Баумштейн Р.А. Минерально-геохимическая зональность золоторудных месторождений различных формаций // Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья. — Чита: Забайкальский филиал географического о-ва СССР. — 1972. — Вып. 8. — С. 42–44.

Нарклюн Л.Ф., Салихов В.С., Трубачев А.И. Медистые песчаники и сланцы мира. — М.: Недра, 1983. — 414 с.

Нарсеев В.А. Эндогенная зональность золоторудных месторождений Казахстана. — Алма-Ата: ИНТИ КазИМС, 1973. — 237 с.

Наумов В.Б., Прокофьев В.Ю., Соловова И.П. и др. Концентрация Ag и Te в высокотемпературных растворах по данным изучения флюидных включений // Докл. АН СССР. — 1988б. — Т. 301, № 4. — С. 966–968.

Наумов В.Б., Сафонов Ю.Г., Миронова О.Ф. Некоторые закономерности пространственного изменения параметров флюида золоторудного месторождения Колар (Индия) // Геология руд. месторождений. — 1988. — Т. 30, № 6. — С. 105–109.

Нгуен Нгок Кхой. Минералого-геохимические особенности некоторых колчеданных месторождений Северного Вьетнама: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. — Ташкент, 1988. — 21 с.

Некрасов И.Я. Олово в магматическом и постмагматическом процессах. — М.: Наука, 1984. — 238 с.

Новиков Г.В., Егоров В.К., Соколов Ю.И. Пирротины. — М.: Наука, 1988. — 184 с.

Оболенский А.А. Генезис месторождений ртутной рудной формации. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. — 194 с.

Онтоев Д.О. Стадийность минерализации и зональность месторождений Забайкалья. — М.: Наука, 1974. — 244 с.

Орленев П.С. Парамагнитные центры породообразующего кварца как индикаторы радиационных полей и геохимических процессов: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. — М., 1989. — 19 с.

Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях / А.Г. Бетехтин, Ф.И. Вольфсон, А.Н. Заварицкий и др. — М.: Изд-во АН СССР, 1953. — 615 с.

Павлишин В.И. Типоморфизм кварца, слюд и полевых шпатов в эндогенных образованиях (на примере минеральных комплексов Украины). — Киев: Наук. думка, 1983. — 242 с.

Панов Е.Н., Муратов И.Г., Касатов Л.Н. Исследования вариаций температуры α-β-превращений кварца гранитоидов Северо-Восточного Забайкалья // Докл. АН СССР. — 1967. — Т. 175, № 6. — С. 1359–1362.

Пантаев В.Д., Юргенсон Г.А., Тумуров Г.Т. и др. Достижения и задачи отдела физико-химических и минералогических исследований // Научно-технический прогресс в геологических исследованиях Забайкалья. — Чита, 1986. — С. 37–40.

Перевертаев В.Д., Юргенсон Г.А., Дубовиков Н.И., Запков В.Т. Диэлектрические свойства кварцев Забайкальских месторождений и их ИК-спектры // Спектроскопия диэлектриков и процессы переноса. Т. 1: Материалы Всесоюз. конф. "Физика диэлектриков и перспективы ее развития". — Л.: Ленингр. политехн. ин-т, 1973. — С. 76–77.

Петровская Н.В. Некоторые особенности внутрирудного метаморфизма золотокварцевых образований на примере месторождений Енисейского Кряжа // Тр. НИГРИзолото. — М., 1956. — Вып. 21. — С. 3–45.

Петровская Н.В. Самородное золото. — М.: Наука, 1973. — 347 с.

Петровская Н.В., Бернштейн П.С., Мирчинк С.К., Андреева М.Г. Геологическое строение , минералогия и особенности генезиса золоторудных месторождений Балийского поля (Восточное Забайкалье). — М.: ЦНИИ ГРИ, 1961. — Вып. 45, ч. I и II. — 98 с.

Петровская Н.В., Сафонов Ю. Г., Шер С.Д. Формации золоторудных месторождений // Рудные формации эндогенных месторождений. — М.: Наука, 1976. —Т. 2. — С. 3–110.

Платонов А.Н. Природа окраски минералов. — Киев: Наук. думка, 1976. — 264 с.

Поваренных А.С. Кристаллохимическая классификация минеральных видов. — Киев: Наук. думка, 1966. — 578 с.

Повилайтис М.М. Основные черты минералогии Джидинского молибдено-вольфрамового месторождения. — М.: Изд-во АН СССР, 1960.

Повилайтис М.М. Закономерности размещения и формирования месторождений вольфрама. — М.: Наука, 1975. — 240 с.

Повилайтис М.М. Основные формации месторождений вольфрама //Рудные формации эндогенных месторождений. — М.: Наука, 1976. — Т. 1. — С. 8–167.

Покалов В.Т. Рудно-магматические системы гидротермальных местрождений. — М.: Недра, 1992. — 288 с.

Полванов А.М., Халмурзаев И., Эргашев А.М. и др. Свойства золотоносного пирита руд месторождений в углеродистой толще Узбекистана // Узб. геол. журн. — 1986. — № 5. — С. 60–63.

Попов В.А. Практическая кристалломорфология минералов. — Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. — 192 с.

Попова В.И. Эволюция форм роста кристаллов пирита из Березовского золоторудного месторождения на Урале // Тр. Свердловского горного института. — Свердловск, 1972. — Вып. 86. — С. 109–111.

Порывкин Д.С., Никитин А.А., Николаев В.А., Шкурко Э.И. Термобарические условия формирования слюдисто-флюоритовых месторождений Приморья // Тез. докл.V всесоюз. совещ. по термобарогеохимии. — Уфа, 1976. — С. 60–63.

Поткин Л.И. Получение и исследование монокристаллов некоторых вольфраматов группы вольфрамита // Третье совещание по минералогии, геохимии, генезису и комплексному использованию вольфрамовых месторождений СССР (тез. докл.). — Л.: Изд-во ЛГУ, 1971. — С. 192.

Припутнев Ю.Н. Минералого-геохимические критерии оценки золотоносности малосульфидной золотокварцевой формации: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. — Улан-Удэ, 1987. — 20 с.

Прохоров В.Г. Пирит. — Красноярск, 1970. — 188 с.

Пузанов Л.С. , Коплус А.В. О генетическом значении распределений содержаний калия, натрия, бария и стронция во флюоритах месторождений плавикового шпата СССР // Геохимия. — 1973. — № 4.

Пшеничкин А.Я. Микротвердость как типоморфный признак пиритов золоторудных месторождений Алтае-Саянской складчатой области // Типоморфизм минералов и его прикладное значение (тез. докл.). — Чита: Чит. отд-ние ВМО, 1983. — С. 50–54.

Пшеничкин А.Я., Лукьянова Е.В. Кристалломорфологические особенности арсенопирита золоторудных месторождений черносланцевых толщ // Актуальные вопросы геологии Сибири (Тез. докл.) — Томск, 1988. — Т. 2. — С. 25–27.

Радиоспектроскопия кварца / И.В. Матяш, А.Б. Брик, А.П. Заяц, В.В. Мазыкин. — Киев: Наук. думка, 1987. — 168 с.

Ракчеев А.Д. Новые физико-химические методы изучения минералов, горных пород и руд. Справочник. — М.: Недра, 1989. — 230 с.

Рафальсон М.Б. Типоморфные свойства вольфрамитов и их значение для оценки генезиса и комплексного использования вольфрамитовых руд: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. — Ленинград, 1977. — 23 с.

Реддер З. Флюидные включения в минералах. — М.: Мир, 1987. — 631 с.

Рейф Ф.Г. Условия и механизм зарождения рудоносных растворов вольфрамовых месторождений Забайкалья // Геохимия. — 1980. — № 11. — С. 1675–1684.

Рейф Ф.Г., Бажеев Е.Д. Магматический процесс и вольфрамовое оруденение. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982. — 158 с.

Рейф Ф.Г., Ишков Ю.М. Первые результаты прямого определения концентрации рудообразующих элементов в магматическом дистилляте вольфрамоносных интрузий // Докл. АН СССР. — 1983. — Т. 269, № 3. — С. 725–728.

Рипп Г.С. Пириты месторождений Саяно-Байкальской горной области // Типоморфизм и его прикладное значение. — Чита: Изд. Чит. отд. ВМО АН СССР, 1983. — С. 174–178.

Рипп Г.С. Ермаковское флюорит-фенакит-бертрандитовое месторождение // Месторождения Забайкалья / Под ред. акад. Н.П. Лаверова. — Чита; Москва: Геоинформмарк, 1995. — Т. 1, кн. 2. — С. 125–130.

Родионов Д.А., Коган Р.И., Белов Ю.П. Статистические методы классификации геологических объектов. — М.: ВИЭМС, 1979. — 30 с.

Рундквист Д.В. Общие закономерности развития геологических процессов // Минералы, горные породы и месторождения полезных ископаемых в геологической истории (тез. докл.). — Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1981. — С.4–7.

Рундквист Д.В., Денисенко В.К., Павлова И.Г. Грейзеновые месторождения. — М.: Недра, 1971. — 328 с.

Рязанцева М.Д. Флюоритовые месторождения юга Ханкайского срединного массива // Геология и генезис флюоритовых месторождений. — Владивосток, 1986. — С. 98–107.

Самойлович М.И., Цинобер Л.И. Центры окраски в кварце // Геохимия, минералогия, петрография. — М.: ВИНИТИ, 1969. — С. 118–138.

Салихов В.С., Федотова В.М., Августинчик И.А. и др. Типоморфные особенности халькопиритов Кодаро-Удоканской медно-рудной провинции // Изв. вузов. Геология и разведка. — 1989. — № 6. — С. 90–96.

Сауков А.А., Айдиньян Н.Х., Озерова Н.А. Очерки геохимии ртути. — М.: Наука, 1972.

Сахарова М.С. Типоморфные особенности состава пирита золотосульфидных месторождений // Тр. Минералог. музея Ферсмана. — М.: Наука, 1968. — Вып. 18. — С. 228–234.

Сахарова М.С., Кривицкая И.Н., Ряховская С.К. Концентрирование золота вкрапленными сульфидами при гидротермальных процессах рудообразования в терригенно-осадочных толщах (по природным и экспериментальным данным) // Геохимия рудообразующих систем и металлоген. анал. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1989. — С. 157–164.

Сахарова М.С., Ряховская С.К., Павина Н.В. Особенности накопления золота на арсенопирите // Докл. АН СССР. — 1988. — Т. 302, № 6. — С. 1468–1477.

Сералин Р.С., Слюсарев А.П., Пронин А.П., Лискин В.Г. Некоторые структурно-типоморфные признаки пирита и их генетическое значение // Изв. АН КазССР. — 1981. — № 4. — С. 13–20.

Серебренников А.И. Типоморфные особенности окраски и термолюминесценции кварца // Типоморфизм кварца Украины. — Киев: Наук. думка, 1974. — С. 98–103.

Серкова Л.Е., Самойлович М.И., Кожбахтеева Т.Н. Кварц редкометалльных и слюдоносных пегматитов по данным ИК-спектроскопии // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1989. — № 10. — С. 70–75.

Сидоров А.А. Золотосеребряная формация Восточно-Азиатских вулканогенных поясов. — Магадан, 1978. — 369 с.

Смирнов С.С. Современное состояние учения о рудных месторождениях // Академик С.С. Смирнов. Избр. тр. — М.: Изд-во АН СССР, 1955. — С. 144–160.

Соболев В.С., Долгов Ю.А., Базаров Л.Ш. и др. Высокотемпературные включения в минералах пегматитов и гранитов // Докл. АН СССР. — 1964. — Т. 157, № 2. — С. 349–353.

Солнцев В.П., Машковцев Р.И. Стабилизация атомов серебра в меди в α-кварце // Физ. твердого тела. — 1978. — Т. 20, № 3. — С. 812–816.

Соседко-Лукьянова Т.А. О структурных различиях в ряду гюбнерит — ферберит // Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. — Л.: Изд-во ЛГУ, 1971. — С. 39–43.

Сотников В.И., Никитина Е.И. Молибдено-редкометалльно-вольфрамовая (грейзеновая) формация Горного Алтая. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1971. — 260 с.

Сперанский А.В., Игнатов А.В., Бершов Л.В. Вертикальная температурная зональность Кти-Тебердинского мышьяково-вольфрамового месторождения по данным ЭПР // Геол. рудн. месторождений. — 1975. — Т. 17, № 5. — С. 36–46.

Справочник по математическим методам в геологии / Д.А. Родионов, Р.И. Коган, В.А. Голубева и др. — М.: Недра, 1987. — 335 с.

Средние содержания элементов-примесей в минералах / В.В. Иванов, В.В. Белевишин, Л.Ф. Борисенко и др. — М.: Недра, 1973. — 208 с.

Ставров О.Д., Моисеев Б.М., Раков Л.Т. Исследование зависимости между концентрациями алюминиевых центров и содержанием в природных кварцах щелочных элементов // Геохимия. — 1978. — № 3. — С. 333–338.

Старова М.М. Временное методическое пособие по минералометрическим методам и оценки золоторудных месторождений. — Алма-Ата: КазИМС, 1980. — 27 с.

Стенина Н.Г. Просвечивающая электронная микроскопия в задачах генетической минералогии. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. — 109 с.

Суставов О.А. Жильный кварц Сарылахского золотосурьмяного месторождения в Восточной Якутии // Минералогия и петрография Урала. — Свердловск: Свердловский горный ин-т, 1973. — Вып. 95. — С. 23–38.

Суставов О.А. Кварц-метрический метод при поисках и оценке месторождений рудного золота // Минералогическое картирование рудоносных территорий. — Свердловск, 1985. — С. 48–54.

Сырицо Л.Ф. Вольфрамовая минерализация одного из редкометалльных месторождений Забайкалья // Минералогия и геохимия вольфрамитовых месторождений. — Л.: Изд-во ЛГУ, 1967. — С. 41–55.

Таланцев А.С. Камерные пегматиты Урала. — М.: Наука, 1988. — 144 с.

Таращан А.Н. Люминесценция минералов. — Киев: Наук. думка, 1978. — 216 с.

Таращан А.Н., Галий С.А., Платонов А.Н. О взаимосвязи люминесцентных и генетических особенностей сфалеритов из месторождений Украины // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. — 1974. — Ч. 103, Вып. 4. — С. 443–458.

Татл О.Ф. Остаточные растворы, образуемые кристаллизующейся водной гранитной жидкостью // Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд.— М.: Изд-во АН СССР, 1961. — Т. 1. — С. 647–652.

Таусон В.Л., Меньшиков В.И., Андрулайтис Л.Д. Ртуть в галените: анализ форм нахождения в связи с градуировкой сфалерит-галенитового геотермометра // Геохимия. — 1989. — № 7. — С. 936–949.

Таусон В.Л., Миронов А.Г. Адсорбция ртути на поверхности сульфидных минералов по данным авторадиографии изотопа 203 Hg // Тез. докл. 6-го Междунар. симп. по авторадиографии. Улан-Удэ, 21–26 августа, 1988. — Улан-Удэ, 1988. — С. 99–100.

Таусон В.Л., Салихов А.А., Матшуллат Й. и др. О возможности аналитического определения структурной составляющей примеси золота в сульфидных минералах // Геохимия, 2001. — № 9. — С. 951–960.

Термобарогеохимия и рудогенез. — Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. — 234 с.

Терновой В.В. Флюоритовое оруденение Саргардонского рудного поля // Геология и генезис флюоритовых месторождений. — Владивосток, 1986. — С. 118–134.

Тимофеева В.А. Рост кристаллов из растворов-расплавов. — М.: Наука, 1978. — 268 с.

Тимофеевский Д.А. Геология и минералогия Дарасунского золоторудного региона. — М.: Недра, 1972. — 260 с.

Типоморфизм минералов и его практическое значение. — М.: Наука, 1972.

Типоморфизм кварца, пирита и золота золоторудных месторождений Узбекистана / Под ред. Р.А. Мусина. — Ташкент: ФАН, 1981. — 144 с.

Типоморфизм минералов: Справочник / Под ред. Л.В. Чернышевой. — М.: Недра, 1989. — 560 с.

Типоморфизм минералов и его прикладное значение / Под ред. Г.А. Юргенсона. — Чита: Чит. отд-ние ВМО, 1983.

Томиленко А.А., Гибшер Н.А. Особенности состава флюида в рудных и безрудных зонах Советского кварц-золоторудного месторождения, Енисейский кряж (по данным изучения флюидных включений) // Геохимия. — 2001. — № 2. — С. 167–177.

Трейвус Е.Б. Зависимость формы кристаллов от температуры и перенасыщения раствора // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. — 1988. — Ч. 117, № 4. — С. 401–411.

Трубачев А.И. Характеристика и типизация борнитов месторождений медистых песчаников и сланцев // Актуальные проблемы наук о Земле. — Чита: Читинский политехн. ин-т, 1990. — С. 17–27.

Уайт Д.Е., Андерсон Е.Т., Груббс Д.Е. О вероятном рудообразующем магматическом рассоле и метаморфизующихся породах, вскрытых глубокой скважиной в Южной Калифорнии // Геохимия современных поствулканических процессов. — М.: Мир, 1965. — С. 167–172.

Увадьев М.Д. Типоморфизм кварца и пирита — критерий оценки перспективности рудопроявлений золота малоглубинного типа // Оценка перспектив рудонос. геол. формаций при крупномасштаб. геол. картир. и поисках минерал.-геохим. методами: Тез. докл. Всесоюз. петрол. симпозиума, Ленинград, 12–14 апреля, 1988. — Л., 1988. — 101 с.

Урусов В.С., Григораш Ю.П., Казакевич М.З. и др. Изовалентный изоморфизм в кристаллах со структурой флюорита // Геохимия. — 1980. — № 11. — С. 1700–1709.

Условия образования и критерии поисков промышленных вольфрамовых месторождений Забайкалья / Сб. науч. трудов. — М.: ВИМС, 1976. — 173 с.

Файзиев А.Р. Минералогия и особенности генезиса флюоритовых месторождений юго-западного Каратегина (Южный Тянь-Шань). — Душанбе: Дониш, 1972. — 143 с.

Файзиев А.Р. Минералогия, генезис и закономерности размещения флюоритовых месторождений Центрального Таджикистана. — Душанбе: Дониш, 1991. — 314 с.

Файзиев А.Р., Искандеров Ф.Ш., Гафуров Ф.Г. Условия кристаллизации флюорита в редкоземельно-флюоритовом месторождении Дункельдык (Восточный Памир) // Тр. ВНИИ синтеза минерал. сырья. — 2000. — Вып. 16. — С. 369–374.

Файзиев А.Р., Юргенсон Г.А. Стронций и барий во флюоритах некоторых месторождений и рудопроявлений Центрального Таджикистана // Геохимия. — 1975. — № 2. — С. 259–273.

Файзиев А.Р., Юргенсон Г.А. Бериллий во флюоритах некоторых месторождений и рудопроявлений Центрального Таджикистана // Изв. АН Тад. ССР. Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук. — 1977. — № 2(64). — С. 59–65.

Файзиев А.Р., Юргенсон Г.А., Васильева В.Н., Шаренкова Н.В. Редкие земли во флюорите из некоторых месторождений и рудопроявлений Центрального Таджикистана // Геохимия. — 1977. — № 9. — С. 1352–1359.

Файзиев А.Р., Юргенсон Г.А., Козаченко А.А., Аношкин В.Н. Термолюминесценция флюоритов Центрального Таджикистана. — Зап. ВМО. — 1975. — Вып. 4, ч. CIV. — С. 422–430.

Фирсов Л.В. Золотокварцевая формация Яно-Колымского пояса. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. — 217 с.

Ферсман А.Е. Пегматиты. — М.; Л. : Изд-во АН СССР, 1940. — 712 с.

Флемингс М. Теория затвердевания. — М.: Мир, 1977. — 423 с.

Фогельман Н.А. Золоторудные формации и промышленные типы месторождений // Формационный анализ как основа прогноза и поисков полиметаллических месторождений. — М.: ЦНИГРИ, 1985. — Вып. 197. — С. 18–25.

Франк-Каменецкий В.А. Природа структурных примесей включений в минералах — Л.: Изд-во ЛГУ, 1964. — 239 с.

Фурсов В.З. Ртуть — индикатор при геохимических поисках рудных месторождений. — М.: Недра, 1977. — 142 с.

Хамрабаева З.И. Систематика золоторудных и золотосодержащих месторождений по минеральным ассоциациям теллуридов // Узб. геол. журн. — 1983. — № 5. — С. 9–15.

Царев В.В., Плюснина И.И., Дубровинская Н.А. Типоморфные свойства кварца как показатель условий его образования и продуктивности // Изв. вузов. Геология и разведка. — 1985. — № 9. — С. 27–33.

Цинзерлинг Е.В. Искусственное двойникование кварца. — М.: Изд-во АН СССР, 1961. — 174 с.

Цинобер Л.И., Хаджи В.Е. Кристаллография. — 1973. — Вып. 5, № 18. — 1107 с.

Черепанов А.А. Минералогия, геохимия и вопросы генезиса флюоритовых месторождений Восточного Забайкалья: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. — Иркутск, 1971. — 218 с.

Чернышева Л.П. Геологические особенности пегматитов Волыни, их морфология и внутреннее строение // Тр. ВНИИП. — 1967. — Т. 1, вып. 1.

Четырбоцкая И.И. Вольфрамит как индикатор и новый источник танталового сырья. — М.: Недра, 1972. — 131 с.

Чухров Ф.В. Минералогия и зональность Восточного Коунрада. — М.: Изд-во АН СССР, 1960. — 240 с.

Шиманский А.А., Базанов Г.А. О возможности использования распределения Вейбулла при решении геохимических задач // Математические методы исследований. — М.: Наука, 1966. — С. 61–70.

Широкий О.И. Типоморфные особенности кварца и их использование при поисках, оценке и разведке жильных месторождений золота и олова: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. — Иркутск, 1986. — 20 с.

Шмакин Б.М. Мусковитовые и редкометалльно-мусковитовые пегматиты. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976. — 367 с.

Щека С.А., Гореликова Н.В., Вржосек А.А., Наумова В.В. Типоморфизм минералов как поисковый критерий // Новые данные по минералогии Дальнего Востока. — Владивосток: ВМО, 1987. — С. 9–33.

Щербакова М.Я., Машковцев Р.И. О физической природе парамагнитных центров в кварце // Минералы и методы их исследования. — Новосибирск: Новосибирск. пед. ин-т, 1989. — С. 50–59.

Щербакова М.Я., Сотников В.И., Проскуряков А.А. и др. Об использовании спектров ЭПР кварца при оценке рудоносности // Геол. рудн. месторож. — 1979. — Т. 18, № 5. — С. 63–70.

Щербина В.В., Якубович К.И. Границы изоморфной смесимости в зависимости от генетического условия // Химия земной коры. — М.: Изд-во АН СССР, 1963. —Т. 1.

Экспериментальные исследования геохимии золота с помощью метода радиоизотопных индикаторов / А.Г. Миронов, А.И. Альмухамедов, В.Ф. Гелетий и др. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд.-ние, 1989. — 281 с.

Юргенсон Г.А. Состояние и основные результаты геохимических исследований в Забайкальском научно-исследовательском институте МГ СССР // Применение геохимических методов поисков в Сибири и на Дальнем Востоке. — Иркутск: Ин-т геохимии СО АН СССР, 1972. — С. 95–103.

Юргенсон Г.А. Типоморфизм кварца и задачи его изучения для выявления критериев условий формирования и оценки рудных месторождений // Геология, разведка и оценка месторождений Забайкалья. — Чита, 1973. — С. 50–53.

Юргенсон Г.А. Типоморфизм кварца и задачи его изучения для выявления критериев условий образования и оценки рудных месторождений // Геология и методика оценки рудоносности Забайкалья. — Иркутск: Иркутск. гос. ун-т, 1974. — С. 26–45.

Юргенсон Г.А. Типоморфные свойства жильного кварца малоглубинной золотосеребряной формации (на примере Балейского рудного поля) // Условия образования и размещения золоторудных месторождений Сибири. — Новосибирск, 1975. — С. 126–127.

Юргенсон Г.А. Типоморфные признаки жильного кварца как критерии его рудоносности // Роль минералогии и сопредельных дисциплин в развитии минерально-сырьевой базы СССР: Краткие тез. докл. к съезду Всесоюз. минерал. о-ва. — Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1976а. — С. 44–46.

Юргенсон Г.А. Минералогенетическая информативность физических свойств индивидов и агрегатов жильного кварца золоторудных месторождений // Проблемы генетической информации в минералогии: Тез. докл. — Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1976б. — С. 35–36.

Юргенсон Г.А. Направленная изменчивость строения агрегатов жильного кварца малоглубинных месторождений как критерий эволюции минералообразующего флюида // Минералы, горные породы и месторождения полезных ископаемых в геологической истории: Тез. докл. VI съезду ВМО АН СССР. — Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1981. — С. 57–58.

Юргенсон Г.А. Минералогия в практике геологоразведочных работ // Геология руд. месторождений. — 1983а. — № 2. — С. 104–107.

Юргенсон Г.А. Использование минералогического картирования при изучении пространственной изменчивости состава и свойств жильного кварца // Минералогическое картирование как метод исследования рудоносных территорий: Тез. докл. III Всесоз. минерал. семинара, 4–7 октября 1983 г. — Свердловск; Миасс: УНЦ АН СССР, 1983б. — С. 51–52.

Юргенсон Г.А. Разработка минералогических критериев оценки рудопроявлений и месторождений малоглубинной золотосеребряной формации Забайкалья и Востока СССР на основе сравнительного изучения типоморфизма жильного кварца // Сб. рефератов НИР ЗабНИИ, завершенных в 1981 г. — Чита: ОНТИ ЗабНИИ, 1983в. — С. 69–74.

Юргенсон Г.А. Типоморфные признаки минералов как критерии рудоносности // Новые данные по металлогении Забайкалья. — Чита, 1983 г. — С. 166–178.

Юргенсон Г.А. Типоморфные признаки жильного кварца месторождений малоглубинной золотосеребряной формации как критерии рудоносности // Вопросы прикладной минералогии. — Ростов: Изд-во Ростовского ун-та, 1984а. — С. 35–42.

Юргенсон Г.А. Типоморфизм и рудоносность жильного кварца. — М.: Недра, 1984б. — 149 с.

Юргенсон Г.А. Диалектика самоорганизации минерального вещества Земли // Методологические вопросы науки о Земле: Тез. докл. и выступлений к региональному научному симпозиуму, 10–12 октября 1984 г. — Чита, 1984в. — С. 30–35.

Юргенсон Г.А. Минералогическое картирование при изучении жильного кварца // Минералогическое картирование рудоносных территорий. — Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. — С. 55–59.

Юргенсон Г.А. Критерии различия надрудных, рудных и подрудных зон на примере стратиформного месторождения шеелита на основе изучения типоморфизма жильного кварца // Поисковая минералогия. Современное состояние и перспективы развития: Тез. докл. семинара-школы по теме: "Использование минералогических методов при прогнозе, поисках и оценке месторождений полезных ископаемых", Алма-Ата, 4–7 октября 1987 г. — Алма-Ата, 1987а. — С. 107–108.

Юргенсон Г.А. О механизме образования ритмично-слоистых эндогенных рудных тел и жил // Минералогия народному хозяйству: Тез. докл. к VII съезду Всесоюз. минерал. о-ва, Ленинград, 19–22 января 1987 г. — Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1987б. — С. 236–237.

Юргенсон Г.А. Методика поисков и оценки месторождений малоглубинной золотосеребряной формации на основе типоморфизма халцедоновидного жильного кварца // Рудоносные и рудные формации Забайкалья и смежных районов: Материалы чтений памяти акад. С.С. Смирнова. — Чита: Геогр. о-во СССР, 1988а. — С. 115–117.

Юргенсон Г.А. Методические рекомендации по изучению и использованию типоморфизма халцедоновидного жильного кварца при поисках и оценке месторождений малоглубинной золотосеребряной формации. — Чита; Москва, 1988б. — 44 с.

Юргенсон Г.А. Типоморфизм жильного кварца — новое направление в теоретической и прикладной минералогии // Четверть века отраслевой науки Забайкалья. — Чита, 1989а. — С. 111–113.

Юргенсон Г.А. Уровни организации минерального вещества как иерархическая основа для разработки минералого-геохимических критериев оруденения // Четверть века отраслевой науки Забайкалья. — Чита, 1989б. — С. 115–118.

Юргенсон Г.А. Методика различия надрудных, рудных и подрудных частей шеелитоносных зон. — Чита: Межотраслевой террит. центр научно-техн. информ., 1990а. — 4 с.

Юргенсон Г.А. Способ определения давления в рудообразующих системах. — Чита: Межотраслевой террит. центр научно-техн. информ., 1990б. — 4 с.

Юргенсон Г.А. Типоморфные признаки жильного кварца стратиформного месторождения Кти-Теберда как критерии условий рудообразования // Проблемы стратиформных месторождений. — Чита: Читинский политехнический ин-т, 1990в. — Ч. 1. — С. 196–197.

Юргенсон Г.А. Зависимость концентрации воды и углекислоты в кварце от давления в минералообразующих системах // Докл. АН СССР. — 1991а. — Т. 318, № 3. — С. 721–723.

Юргенсон Г.А. К вопросу о природе ритмично-слоистых текстур пегматитов // Минералогия и генезис пегматитов. — Миасс, 1991б. — Ч. II. — С. 32–34.

Юргенсон Г.А. Критерии поисков и оценки фаций глубинности пегматитов, основанные на типоморфизме минералов // Минералогия и генезис пегматитов. — Миасс, 1991в. — Ч. I. — С. 70–71.

Юргенсон Г.А. О субконцентрической симметрично-асимметричной зональности в распределении жильного кварца с определенными свойствами месторождения Токур (Приамурье) // Рудные месторождения Дальнего Востока — минералогические критерии прогноза, поиска и оценки: Тез. докл. — Владивосток, 1991г. — С. 78–79.

Юргенсон Г.А. Типоморфные признаки жильного кварца как критерии рудно-формационного анализа и оценки рудоносности // Недра Востока, 1993. — С. 28–33.

Юргенсон Г.А. К вопросу о физико-химических условиях образования жильного кварца // Проблемы рудообразования, поисков и оценки минерального сырья. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1996а. — С. 69–83.

Юргенсон Г.А. Зависимость совершенства кристаллического строения жильного кварца от условий его образования // Докл. РАН. — 1996б. — Т. 349, № 3. — С. 372–375.

Юргенсон Г.А. Об условиях образования ювелирных камней Шерловой Горы // Минералогия месторождений камнесамоцветного и поделочного сырья: Тез. докл. годичного собрания минерал. о-ва при РАН. — СПб., 1996в. — С. 37–38.

Юргенсон Г.А. Типоморфизм, условия образования и рудоносность жильного кварца: Дис. д-ра геол.-мин. наук. — Новосибирск, 1997. — 147 с.

Юргенсон Г.А. Основные параметры генетической модели крупного месторождения малоглубинной золото-серебряной формации // Разведка и охрана недр. — 2000. — № 1. — С. 51–54.

Юргенсон Г.А. Изменение с глубиной концентраций примесей в жильном кварце как основа для количественных критериев поисков слепого оруденения // Геологическая и минерагеническая корреляция в сопредельных районах России, Китая и Монголии: Материалы IV международ. симпоз. 16–20 октября 2001 г. — Чита, 2001. — С. 132–135.

Юргенсон Г.А., Запков В.Т., Перевертаев В.Д. Электрические свойства вольфрамитов // Исследования в области физики твердого тела. — Иркутск: Изд-во Иркутского гос. ун-та, 1974. — Вып. 2. — С. 150–151.

Юргенсон Г.А., Перевертаев В.Д., Горковенко В.А. О выделении воды из кварца при нагревании в вакууме // Геохимия. — 1978. — № 1. — С. 133–138.

Юргенсон Г.А., Перевертаев В.Д., Дубовиков Н.И. К вопросу о формах примесной воды в природных кварцах // Журн. прикладн. спектроскопии. — 1976. — Т. XXV, вып. 6. — С. 1045–1049.

Юргенсон Г.А., Перевертаев В.Д. Влияние нагревания на электропроводность жильного кварца // Изв. АН СССР. Физика земли. — 1976. — № 4. — С. 87–91.

Юргенсон Г.А., Тумуров Г.Т. Совершенство кристаллического строения жильного кварца как критерий условий образования и типов зональности рудных месторождений // Геолого-структурные особенности рудных полей и месторождений Забайкалья. — Чита: ЗабНИИ, 1977. — С. 27–30.

Юргенсон Г.А., Тумуров Г.Т. О совершенстве кристаллического строения жильного кварца // Изв. вузов. Сер. геология и разведка. — 1980. — № 6. — С. 50–59.

Юргенсон Г.А., Тумуров Г.Т. Совершенство кристаллического строения кварца как признак структурного типоморфизма // IX Всесоюз. совещание по рентгенографии минерального сырья: Тез. докл. — Казань: Изд-во Казанск. ун-та, 1983а. — С. 110–111.

Юргенсон Г.А., Тумуров Г.Т. Совершенство кристаллического строения кварца как типоморфный признак условий кристаллизации и рудно-формационной принадлежности месторождений // Типоморфизм минералов и его прикладное значение. — Чита: Читинское отд-ние ВМО АН СССР, 1983б. — С. 10–13.

Юргенсон Г.А., Тумуров Г.Т., Козаченко А.А. // По пути поисков исследований. — Чита: ОНТИ ЗабНИИ МГ СССР, 1974. — С. 32–56.

Юргенсон Г.А., Тупяков В.Е., Широкий О.И. Типоморфные признаки жильного кварца Средне-Голготайского рудного поля как критерии рудной зональности и условий образования // Геолого-структурные особенности рудных полей и месторождений Забайкалья. — Чита: ЗабНИИ, 1977. — С. 24–26.

Юргенсон Г.А., Тупяков В.Е., Широкий О.И. Вариации состава и свойств жильного кварца месторождений золотосульфидно-кварцевой формации как отражение рудной зональности и условий образования // Геология руд. месторождений. — 1979. — Т. 21, № 3. — С. 56–67.

Юргенсон Г.А., Юргенсон Т.Н. Типоморфные признаки кварца и пирита как поисково-оценочные критерии // Поисковая минералогия: Современное состояние и перспективы развития. — Алма-Ата: КазИМС, 1987. — Т. 1. — С. 56–57.

Юргенсон Г.А., Юргенсон Т.Н. К вопросу о рудно-формационной принадлежности месторождения Токур // История исследований золотоносности Приамурья. — Благовещенск: Амурское отд-ние. ВМО АН ССР, 1989. — С. 82–84.

Юргенсон Г.А., Юргенсон Т.Н. Минералого-геохимическая методика определения рудно-формационной принадлежности и оценки эрозионного среза среднеглубинных месторождений золота. — М.: Мингео СССР, 1991. — 97 с.

Юргенсон Т.Н. О вертикальной кристалломорфологической зональности пирита жилы Эповской в связи с ее золотоносностью // Металлогения и прогноз полезных ископаемых. — Чита, 1986. — С. 112–114.

Юргенсон Т.Н. Термовысвечивание пирита и возможности его использования в поисковой минералогии // Поисковая минералогия: Современное состояние и перспективы развития. — Алма-Ата: КазИМС, 1987. — Т. 2. — С. 116–117.

Юргенсон Т.Н. Использование микровключений петцита в пирите при поисках и оценке месторождений золота // Проблемы рудообразования, поисков и оценки минерального сырья. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1996. — С. 197–204.

Юргенсон Т.Н., Ехлаков А.В. О некоторых свойствах пирита и арсенопирита стратиформного месторождения Кти-Теберта // Проблемы стратиформных месторождений. — Чита: Читинский политехнический ин-т, 1990. — Ч. 2. — С. 198–200.

Юрк Ю.Ю., Гуров Е.П., Гурова Е.П. Особенности минералогии фтора Украинского кристаллического щита. — Киев: Наук. думка, 1973.

Юхневич Г.В. Инфракрасная спектроскопия воды. — М.: Наука, 1973.

Юшкин Н.П. Теория и методы минералогии. Избранные проблемы. — М.: Наука, 1977. — 292 с.

Юшкин Н.П. Топоминералогия. — М.: Недра, 1982. — 288 с.

Юшкин Н.П., Волкова Н.В., Маркова Г.А. Оптический флюорит. — М.: Недра, 1983.— 134 с.

Юшко-Захарова О.Е., Соболева Л.Н., Маркевич А.Б. Закономерности изменения состава и свойств редкометалльных минералов в сульфидном минералообразовании // Сов. геология. — 1989. — № 2. — С. 90–100.

Якжин А.А. Закономерности размещения и формирования флюоритовых месторождений Забайкалья. — М.: Госгеолтехиэдат, 1962. — 249 с.

Яковлев Я.В. Типохимизм вольфрамитов оловорудных месторождений// Минералы эндогенных образований Якутии. — Якутск, 1977. — С. 56–65.

Яковлев Ю.Н., Яковлева А.К., Нерадовский Ю.Н. и др. Типоморфные минералы и минеральные ассоциации в процессе медно-никелевого рудогенеза (на примере месторождений Кольского полуострова) // Зап. ВМО. Сер. 118. — 1989. — Вып. 2. — С. 77–83.

Ярцев А.П., Жеребцов Ю.Д. О генезисе месторождения Мурунтау по данным изучения типоморфизма пирита // Изв. АН КазССР. Сер. геол. — 1988. — № 5. — С. 25–35.

Ahlfeld F. Neue Beobachtungen uber Tektonik und die Antimonitlagerschatten Boliviens // Miner. Deposita. — 1974. — Vol. 8. — P. 125–131.

Allen R.D. Variation in the chemical and physical properties of fluorite // Amer. Mineralog. — 1952. — Vol. 37.

Amthauer G. Einwendung des Mossbauer-Effektes in Mineralogie und Kristallographie // Z. Kristallogr. — 1987. — Vol. 178, N 1–4. — S. 10–11.

Buchlz P., Spaeth G., Fridrich G. Gold-antimony mineralization in Zimbabwe // Fluid inclusion research. — Virginia, 1991. — Vol. 24. — P. 28.

Campbell A., Robinson-Cook S. Fluid inclusions in microthermometry on coexisting wolframite and quartz // Ekonom. Geol. — 1987. — Vol. 82, N 6. — P. 1640–1645.

Chakrabotry D., Lhemann G.W. Distribution of OH in synthetic and natural quartz crystals // J. of Solid State Chem. — 1976. — Vol. 17. — P. 305–311.

Chechyotkin V.S., Yurgenson G.A., Asoskov V.M. Condition of Localization, Geological Structure and Genesis of Large and Unique Mineral Deposits of the Chita Region // The 3-rd Symposium on Geological and Mineragenetic correlation in the Contiguous Regions of China, Russia and Mongolia. — Changchun, 1999. — P. 23.

Dixon J.E., Stolper E., Delaney John R. Infrared spectroscopic measurements of CO_2 and H_2O in Jan de Fuca Ridge basaltic glasses // Earyth and Planet. Sci. Lett. — 1988. — Vol. 90. — P. 87–104.

Gibert F., Pascal M. L., Pichavant M. Gold solubility and speciation Experimental study of the stability of hydrosulphide complex of gold ($AuHS^0$) at 350 to 450 °C and 500 bars // Geochim. et Cosmochim. Acta. — 1998. — Vol. 62. — P. 2931–2947.

Griggs D.T., Blacic J.D. Quartz: Anomalous weakness of synthetic crystals // Science. — 1965. — Vol. 147. — P. 292–295.

Grunarsson I., Arnorsson S. Amorphous silica solubility and the thermodynamic properties of $H_4SiO_4^0$in the range of to 350 °C at P_{sar} // Geocim. et Cosmochim. Acta. — 2000. — Vol. 64. — P. 2295–2307.

Izava Eiji. Hydrothermal alteration associated with Monsatsu-type gold mineralization in the Kasuga area, Kagoshima prefecture, Japan // Rep. Geol. Surv. Jap. — 1991.— N 227. — P. 49–52.

Hallberg A. The Enosen gold deposit, central Sweden. 1. A paleoprotherozoic higsulphidation-epithermaal gold mineralization // Miner. Depos. — 1994. — Vol. 29, N 2. — P. 150–162.

Johnson J.W., Oelkers E.N., Helgeson H.C. SUPCRT 92: Software package for calculating the standart molal thermodynamic propertie of minerals, gases, aqueous species and reactions from 1 to 5000 bars and 0 to 1000 °C // Computs. and Geosci. — 1992. — Vol. 19. — P. 1–65.

Kats A. Hydrogen in α-quartz // Philips Res. Reports, 1962. — Vol. 17, N 1–2. — P. 133.

Kekulawala K. R.S. S., Paterson M.S., Boland J.N. Hydrolytic weakening in quartz // Tectonophysics. — 1977. — Vol. 46. — P. T1–T6.

Leeder O. Fluuorit. — Leipzig: VEB Deutscher Verlag fur Grundstoffindustrie, 1979.

Leitch C.H.B. Bralorne: a mesothermal, shield-type vein gold deposit of Cretaceons age in southwestern British Colombia // CIM Bull. — Vol. 83. — P. 53–80.

Leitwein F. Die Wolfram-Gruppe // Freiberg. Forschungsh. — 1952. — Vol. C3. — P. 8–19.

Li Xiaomin, Zhang Hongzhi A. Prospecting Mineralogy Study: Arsenopyrite in endogenetic Gold Deposits // J. Geosci. Res. NE Asia. — 2001. — Vol. 4, N 2. — P. 111–115.

Lowenstern J.B. Dissolved volatite concentrations in an ore-forming magma // Geology. — 1994. — Vol. 22, N 10. — P. 893–896.

Marakushev A.A. The main problem of origin hydrothermal ore deposits // 9th Symp. Int. Assoc. Genes. Ore Deposits, Beijing, Aug. 12–18, 1994: Abstr. Vol. 1. — Beijing, 1994. — P. 438–441.

Murowchick James B., Barnes H.L. Effects of temperature and degree of supersaturation on pyryte morphology // Amer. Mineral. — 1987. — Vol. 72, N 11–12. — P. 1241–1250.

Offtedall J. Contribution to the geocemistry of tungsten // Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala. — 1966. — Vol. 40. — P. 37–51.

Patrin E. Notice mineralogique de la Daorie // Observations sur la physique. — 1791. — Vol. XXXVII. — P. 289–290.

Rytuba J.I., Mc Kee Edvin H., Cox Dennis P. Geocronology and geocemistry of the Ladolam gold deposits and volcanoes of Tabar and Tatu, Papua- New Guinea // U.S.A. Geol. Surv. Bull. — 1993. — N 2039. — P. 119–126.

Schrocke H. Isomorphysmbezieuhngen in der Wolframitgruppe // Beitr. Mineral. und Petrogr. — 1960. — Bd 7, Heft 3. — S. 19–37.

Sevard T.M. Gold metallogeny and exploration / Ed R.P. Fosters. — London: Blakie and Son Ltd, 1991. — 37 p.

Singh V.K., Varma P.O. Iron — manganese rations in wolframites as geologic thermometrs // J. Geol. Soc. India. — 1977. — Vol. 18, N 3. — P. 125–128.

Spurr J.E. The ore magmas. — New York, 1929. — 278 p.

Starke R. Die Strontiumgehalte der Barite. — Sonderdruck aus Bergakademie, 1963. — N 5.

Takla M.A., Sharkawi M., Fawzi E. The geochemistyry of Egyptian wolframites // Chem. Erde. — 1977. — Vol. 36, N 1. — P. 10–19.

Taylor R.G., Hosking K.F.G. Manganese — Iron Ratios in Wolframite, South Grofty Mine, Cornwall // Econ. Geol. — 1970. — Vol. 63, N 27. — P. 134.

Turekian K.K., Wedepohl K.N. Distribution of the elements in some major units of the Earths crust // Geol. Soc. Amer. Bull., 1961. — Vol. 2.

Wells J.D., Elliott J.E. Geochemical reconnaissance of the Cortez-Buckhorn area, Southern Cortez Mountains, Nevada // Geoi. Surv. Bull. — 1971. — N 1312.

Wells J.D., Mullens Th.E. Gold — bearing arsenian pyrite determined by microprobe analisis. Cortez and Carlin gold mines, Nevada // Econ. Geol. — 1973. — Vol. 68, N 2. — P. 187–201.

White D.E. Diverse Origins of Hydrothermal ore fluids // Econ. Geol. — 1974. — Vol. 69. — P. 954–973.

Yurgenson G.A. Main parametrs of the genetic model for a large deposit of low-abissal gold-silver formation // The problems of geological and mineragenetic correlation in the contigouos regions of Russia, China, Mongolia. — Novosibirsk: UIGGM Siberian Branch of the RAS, 1998. — P. 34–38.

Yurgenson G.A. The Conditions of Large Scale and Unique Deposits of Non-Deep Au-Ag Formation Origin // Proceedings of the 2 id International Symposium of Geosciences in NE Asia and the 9th Cina-Korea Joint Symposium of Geology on Crustal Evolution in NE Asia. July 31 — August 4, 2002. — Changchun, China, 2002. — P. 128–129.

ОГЛАВЛЕНИЕ

СПИСОК ОСНОВНЫХ СОКРАЩЕНИЙ 5
ПРЕДИСЛОВИЕ 7
ВВЕДЕНИЕ 9
ГЛАВА 1
ЯВЛЕНИЕ ТИПОМОРФИЗМА И СОСТОЯНИЕ ЕГО ИЗУЧЕННОСТИ . . . 20
1.1. Сущность явления типоморфизма и типоморфический анализ 20
1.2. Уровни организации минерального вещества и соответствующие им источники минералогенетической информации 22
1.3. Типоморфический анализ 26
1.3.1. Принципы отбора проб и формирования выборок 26
1.3.2. Математическая обработка выборок 27
1.3.3. Способ оценки близости объекта к эталону по комплексу типоморфных признаков 28
ГЛАВА 2
ТИПОМОРФИЗМ КВАРЦА 30
2.1. Изученность типоморфизма кварца 30
2.1.1. Основные результаты в изучении типоморфизма жильного кварца месторождений малоглубинной золотосеребряной формации 33
2.1.2. Изученность типоморфизма жильного кварца месторождений среднеглубинных формаций, пегматитов и гранитоидов 34
2.1.3. О понятии жильный кварц 35
2.2. Строение агрегатов жильного кварца 37
2.3. Совершенство кристаллического строения и его изменчивость в пределах жил 53
2.4. Формы вхождения воды и соотношение жидкой и газовой фазы в кварце как типоморфный признак давления в МС, меры ее закрытости и глубины образования жильного кварца 64
2.5. Пределы вариаций состава и физических свойств кварца как типоморфные признаки условий его образования 78
2.5.1. Типохимизм 78
2.5.1.1. Общие замечания 78
2.5.1.2. Закономерности распределения основных и примесных компонентов в последовательно образованных частях существенно кварцевых жил и кристаллов 79
2.5.1.3. Изменение концентраций примесей в жильном кварце с глубиной 87

2.5.1.4. Пределы вариаций содержаний элементов-примесей в жильном кварце как критерии геохимической специализации, рудно-формационной принадлежности и рудоносности 98
2.5.2. Типоморфизм физических свойств 107
2.5.2.1. Электрические свойства 107
2.5.2.2. ИК-спектры 111
2.5.2.3. Параметры α-β-переходов в кварце как типоморфные признаки 115
2.5.2.4. Параметры термолюминесценции как типоморфные признаки 124
2.5.2.5. Типоморфные признаки кварца, основанные на изучении ЭДЦ методом ЭПР-спектроскопии. Возможности использования в рудно-формационном анализе 133
2.5.3. Типоморфные признаки состава и свойств жильного кварца как критерии условий образования, рудоносности и рудно-формационной типизации 135

ГЛАВА 3

ПРЕДЕЛЫ ВАРИАЦИЙ СОСТАВА И СВОЙСТВ ПАРАГЕННЫХ С КВАРЦЕМ СУЛЬФИДОВ КАК ТИПОМОРФНЫЕ ПРИЗНАКИ 137

3.1. Общие замечания 137
3.2. Изученность типоморфизма сульфидов 138
3.3. Вариации строения, состава и свойств пирита 144
3.3.1. Формы кристаллов пирита и ряды смены габитусных форм . . . 144
3.3.2. Внутреннее строение кристаллов пирита по данным электронной микроскопии 150
3.3.3. Вариации стехиометрии пирита 160
3.3.4. Пределы вариаций статистических характеристик концентраций элементов-примесей в пиритах как типоморфные признаки при рудно-формационном анализе 163
3.3.4.1. Халькофильные элементы 163
3.3.4.2. Элементы V группы Периодической системы 169
3.3.4.3. Сидерофильные элементы 171
3.3.4.4. Отношения между концентрациями элементов-примесей в пирите 172
3.3.5. Особенности кристаллической структуры и свойств пирита . . . 173
3.3.5.1. Размер элементарной ячейки 173
3.3.5.2. Термовысвечивание пирита 174
3.3.5.3. Термоэлектродвижущая сила пирита и нестехиометричность состава 177
3.3.6. Типохимизм пирита как критерий рудно-формационного анализа 179
3.4. Вариации состава и свойств арсенопирита 183
3.4.1. Общие замечания 183
3.4.2. Особенности состава арсенопиритов 184
3.4.2.1. Стехиометрия 184
3.4.2.2. Вариации состава арсенопиритов 187
3.4.3. Физические свойства арсенопирита 194
3.4.3.1. Параметры элементарной ячейки 194
3.4.3.2. ЕТЛ арсенопирита 195
3.4.3.3. Мессбауэровская спектроскопия 195
3.5. Особенности состава и свойств сфалерита 196

3.5.1. Типохимизм сфалерита 196
3.5.2. Параметры элементарной ячейки 201
3.6. Типохимизм халькопирита 202
3.6.1. Общие замечания 202
3.6.2. Особенности состава халькопирита 202

ГЛАВА 4

ТИПОМОРФИЗМ ВОЛЬФРАМИТА 211

4.1. Общие замечания 211
4.2. Пределы вариаций химического состава вольфрамита как типоморфные признаки 212
4.3. Вариации состава и свойства вольфрамитов на примере Восточной и Центральной Монголии 220
4.3.1. Общие замечания 220
4.3.2. Вариации состава вольфрамитов в зависимости от условий локализации и формационной принадлежности их месторождений 220
4.3.3. Микроэлементная специализация вольфрамитов 227
4.3.4. Физические свойства 229
4.4. Изменчивость состава вольфрамитов в формационном ряду 233
4.4.1. Соотношения ферберитовой и гюбнеритовой молекул 233
4.4.2. Примесь тантала и ниобия 237
4.4.2.1. Особенность поведения в изоморфном ряду ферберит—гюбнерит 237
4.4.2.2. Зависимость от условий образования 238
4.4.2.3. Концентрации тантала и ниобия в вольфрамитах как рудно-формационные типоморфные признаки 241
4.4.3. Другие элементы-примеси в вольфрамитах 244
4.5. Пределы вариации свойств вольфрамита как типоморфные признаки 244
4.5.1. Параметры элементарной ячейки как типоморфные признаки 244
4.5.2. Физические свойства вольфрамитов как типоморфные признаки 247

ГЛАВА 5

ТИПОМОРФНЫЕ ПРИЗНАКИ ФЛЮОРИТА КАК РУДНО-ФОРМАЦИОННЫЕ КРИТЕРИИ 252

5.1. Изученность типоморфизма флюорита 252
5.2. Вариации окраски как типоморфные признаки 256
5.3. Типохимизм флюорита месторождений различных формаций и минеральных типов 260
5.3.1. Стронций и барий 260
5.3.2. Примеси марганца 270
5.3.3. Примеси бериллия 271
5.3.4. Примеси иттрия и редких земель 274
5.3.5. Примеси ртути 282
5.4. Физические свойства флюорита как типоморфные признаки 284
5.4.1. Термолюминесценция 284
5.4.2. Электрические свойства 292
5.4.3. ИК-спектры 293

ГЛАВА 6
УНИВЕРСАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ РУДОНОСНЫХ КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ 295
6.1. Общие замечания 295
6.2. Кварцевые жилы как продукты эволюции высококонцентрированных флюидов или специфических водно-силикатных расплавов 295
6.2.1. Состояние вопроса 295
6.2.2. Пределы вариаций физико-химических характеристик условий образования жильного кварца и кварцевых жил 297
6.2.3. Эволюция водно-силикатного расплава 301
6.2.4. Особенности строения кварцевых жил как следствие эволюции водно-силикатного расплава 303
6.2.5. Жильный кварц — продукт эволюции водно-силикатного расплава 303
6.3. О геохимической специализации как типоморфном признаке источника жилообразующего вещества 305
6.4. О некоторых морфоструктурных особенностях кварцевых жил и возможном механизме заполнения жильного пространства 305
6.5. О причинах ритмичного строения кварцевых жил. К теории триад 307
6.5.1. Триада как типичный генетико-структурно-текстурный элемент рудоносной кварцевой жилы 307
6.5.2. О взаимосвязи латеральной и вертикальной зональности 310
6.5.3. О причинах и процессе образования триад. Физико-химическая и минералого-генетическая модель рудоносной жилы или иной формы тела 314
6.5.4. Об эволюционной самоорганизации водно-силикатных расплавов 319

ГЛАВА 7
ТИПОМОРФНЫЕ ПРИЗНАКИ МИНЕРАЛЬНЫХ ТЕЛ КАК КРИТЕРИИ РУДНО-ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА 324
7.1. Общие замечания 324
7.2. Научно-методические основы минералого-геохимической методики рудно-формационной типизации рудоносных кварцевых жил 325
7.2.1. Теоретическое обоснование 325
7.2.2. Основные принципы технологии рудно-формационного анализа на примере месторождений золота 326
7.2.2.1. Критерии принадлежности объекта к золоторудной формации 326
7.2.2.2. Критерии принадлежности жильного кварца к объекту определенного минерального типа рудной формации 330
7.2.2.3. Критерии глубинности 333
7.3. Критерии рудно-формационной типизации на основе типоморфизма вольфрамита 334
7.4. Критерии рудно-формационной типизации месторождений флюорита 336

ЗАКЛЮЧЕНИЕ 338

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ 341

CONTENTS

LIST OF MAIN ABBREVIATIONS 5
PREFACE 7
INTRODUCTION 9
CHAPTER 1
TYPOMORPHISM PHENOMENON AND STATE OF ITS STUDY 20
1.1. Nature of typomorhism phenomenon and typomorphic analysis 20
1.2. Levels of mineral substance organisation and relevant sources of mineralogical-genetic information 22
1.3. Typomorphic analysis 26
1.3.1. Principles of sampling and forming samples 26
1.3.2. Mathematical processing of samples 27
1.3.3. Method of evaluating the object proximity to the standard by a set of typomorphic signs 28
CHAPTER 2
QUARTZ TYPOMORPHISM 30
2.1. Study of quartz typomorphism 30
2.1.1. Main results in the study of vein quartz typomorphism of low-depth gold-silver formation deposits 33
2.1.2. Study of vein quartz typomorphism of deposits of middle-depth formations, pegmatites, and granitoids 34
2.1.3. About the notion vein quartz 35
2.2. Structure of vein quartz aggregates 37
2.3. Perfection of crystall structure and its variability within veins 53
2.4. Forms of water re-entry and the relation between liquid and gaseous fases in quartz as typomorphic sign of pressure in mineralogical system, degree of its closeness and depths of vein quartz formation 64
2.5. Limits of quartz variations compound and physical properties as typomorphic signs of its formation conditions 78
2.5.1. Typochemism 78
2.5.1.1. General notes 78
2.5.1.2. Regularities of distributing basic and impurity components in consequently formed parts of substantially quartz veins and crystalls 79
2.5.1.3. Depth-variation of impurities concentrations in vein quartz 87
2.5.1.4. Variations limits of elements-impurities contents in vein quartz as a criterion of geochemical specialization of ore-formation belonging and ore-bearing 98

2.5.2. Typomorphism of physical properties 107
2.5.2.1. Electrical properties 107
2.5.2.2. Infrared spectra 111
2.5.2.3. Parameters of α-β-transitions in quartz as typomorphic signs 115
2.5.2.4. Parameters of thermoluminescence as typomorphic signs . . . 124
2.5.2.5. Typomorphic signs of quartz based on study by p — n-center method of electron paramagnetic resonance spectroscopy. Possibility of usage in ore-formation analysis 133
2.5.3. Typomorphic signs of vein quartz compound and properties as criteria of formation conditions, ore-bearing, and ore-formation typification 135

CHAPTER 3

VARIATION LIMITS OF COMPOUND AND PROPERTIES OF SULFIDES PARAGENE WITH QUARTZ AS TYPOMORPHIC SIGNS 137

3.1. General notes 137
3.2. Study of sulfides typomorphism 138
3.3. Variations of pyrite structure, compound, and properties 144
3.3.1. Forms of pyrite crystalls and levels of changing habitus forms 144
3.3.2. Interior structure of pyrite crystalls by data of electronic microscopy 150
3.3.3. Variations of pyrite stoichiometry 160
3.3.4. Statistical characteristics variation limits of elements-impurities concentrations in pyrites as typomorphic signs at ore-formation analysis 163
3.3.4.1. Chalcophile elements 163
3.3.4.2. Elements of the V group of periodic system 169
3.3.4.3. Siderophile elements 171
3.3.4.4. Relationship between concentrations of elements-impurities in pyrite 172
3.3.5. Peculiarities of crystal structure and pyrite properties 173
3.3.5.1. Size of elementary unit 173
3.3.5.2. Thermoluminescence of pyrite 174
3.3.5.3. Thermoelectromotive force of pyrite and compound nonstoichiometry 177
3.3.6. Typochemism of pyrite as a criterion of ore-formation analysis . . . 179
3.4. Variations of arsenopyrite compound and properties 183
3.4.1. General notes 183
3.4.2. Peculiarities of aresenopyrites compound 184
3.4.2.1. Stoichiometry 184
3.4.2.2. Variations of arsenopyrites compound 187
3.4.3. Physical properties of arsenopyrite 194
3.4.3.1. Parameters of elementary unit 194
3.4.3.2. Natural thermoluminescence of arsenopyrite 195
3.4.3.3. Mössbauer spectroscopy 195
3.5. Peculiarities of sphalerite compound and properties 196
3.5.1. Typochemism of sphalerite 196
3.5.2. Parameters of elementary unit 201
3.6. Typochemism of chalcopyrite 202
3.6.1. General notes 202
3.6.2. Peculiarities of chalcopyrite compound 202

CHAPTER 4
TYPOMORPHISM OF WOLFRAMITE 211
4.1. General notes 211
4.2. Variation limits of wolframite chemical compound as typomorphic signs 212
4.3. Variations of wolframite compound and properties on the example of East and Central Mongolia 220
4.3.1. General notes 220
4.3.2. Variations of wolframites compound in dependence on localization conditions and formation affiliation of their deposits 220
4.3.3. Microelement specialization of wolframites 227
4.3.4. Physical properties 229
4.4. Variability of wolframites compound in the formation level 233
4.4.1. Relations between ferberite and hübnerite molecules 233
4.4.2. Admixture of tantalum and niobium 237
4.4.2.1. Peculiarity of behavior in isomorphous layer of ferberite—hübnerite 237
4.4.2.2. Dependence on formation conditions 238
4.4.2.3. Tantalum and niobium concentrations in wolframites as ore-formation typomorphic signs 241
4.4.3. Other elements-impurities in wolframites 244
4.5. Variation limits of wolframite properties as typomorhic signs 244
4.5.1. Parameters of elementary unit as typomorphic signs 244
4.5.2. Physical properties of wolframites as typomorphic signs 247

CHAPTER 5
TYPOMORPHIC SIGNS OF FLUORITE AS ORE-FORMATION CRITERIA 252
5.1. Study of fluorite typomorphism 252
5.2. Variations of coloring as typomorphic signs 256
5.3. Fluorite typochemism of deposits of different formations and mineral types 260
5.3.1. Strontium and barium 260
5.3.2. Manganese impurities 270
5.3.3. Beryllium impurities 271
5.3.4. Yttrium and rare earth impurities 274
5.3.5. Mercury impurities 282
5.4. Physical properties of fluorite as typomorphic signs 284
5.4.1. Thermoluminescence 284
5.4.2. Electrical properties 292
5.4.3. Infrared spectra 293

CHAPTER 6
UNIVERSAL MODEL OF ORE-BEARING QUARTZ VEINS 295
6.1. General notes 295
6.2. Quartz veins as evolution products of highly concentrated fluids or specific water-silicate melts 295
6.2.1. State of the question 295
6.2.2. Variation limits of physico-chemical characteristics of vein quartz and quartz veins formation conditions 297
6.2.3. Evolution of water-silicate melt 301

6.2.4. Peculiarities of quartz veins structure as a consequence of water-silicate melt 303
6.2.5. Vein quartz is a product of water-silicate melt evolution 303
6.3. About geochemical specialization as a typomorphic sign of a vein-forming substance source 305
6.4. About some morphostructural peculiarities of quartz veins and a possible mechanism of filling a vein space 305
6.5. About causes of quartz veins rhythmic structure. To triads theory 307
6.5.1. Triad as a typical genetic-structural-textural element of ore-bearing quartz vein 307
6.5.2. About interrelation of lateral and vertical zonality 310
6.5.3. About causes and process of triads formation. Physico-chemical and mineralogogenetic model of ore-bearing vein or other substance form 314
6.5.4. About evolutionary self-organisation of water-silicate melts 319

CHAPTER 7
TYPOMORPHIC SIGNS OF MINERAL SUBSTANCES AS CRITERIA OF ORE-FORMATION ANALYSIS 324
7.1. General notes 324
7.2. Scientific and methodological fundamentals of mineralogical-geochemical methodology of ore-bearing quartz veins ore-formation typification 325
7.2.1. Theoretical ground 325
7.2.2. The basic principles of ore-formation technology analysis by the example of gold deposits 326
7.2.2.1. Criteria of the object affiliation to gold-ore formation 326
7.2.2.2. Criteria of vein quartz affiliation to the object of certain mineral type of ore formation 330
7.2.2.3. Depth criteria 333
7.3. Criteria of ore-formation typification on the base of wolframite typomorphism 334
7.4. Criteria of ore-formation typification of fluorite deposits 336
CONCLUSION 338
REFERENCES 341

Научное издание

Юргенсон Георгий Александрович

ТИПОМОРФИЗМ И РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ

Редактор *А.М. Самсоненко*. Художественный редактор *Л.В. Матвеева*. Художник *И.С. Попов*.
Технический редактор *Н.М. Остроумова*. Корректоры *И.Л. Малышева, Л.А. Анкушева*.
Оператор электронной верстки *Н.П. Комписенко*.

Изд. лиц. № 020297 от 23.06.97. Сдано в набор 23.01.03. Подписано в печать 23.04.03.
Бумага ВХИ. Формат 70 × 100 1/16. Офсетная печать. Гарнитура Times ET. Усл. печ. л. 29,7. Уч.-изд. л. 26,7.
Тираж 300 экз. Заказ 908.

Сибирская издательская фирма "Наука" РАН. 630099, Новосибирск, ул. Советская, 18.
СП "Наука" РАН. 630077, Новосибирск, ул. Станиславского, 25.

ЮРГЕНСОН Георгий Александрович

Доктор геолого-минералогических наук, действительный член ряда международных академий, почетный гражданин Читинской области, ведущий научный сотрудник Читинского института природных ресурсов СО РАН, зав. лабораторией минералогии и геохимии ландшафта, профессор Забайкальского государственного педагогического университета и Читинского государственного технического университета.

Основные труды – в области минералогии, геохимии, генезиса рудных месторождений и камнесамоцветного сырья, технологической минералогии, типоморфизма минералов, глубинных поисков и оценки рудоносности. Разработал новую концепцию образования рудоносных кварцевых жил, новые количественные методы прогноза, поисков и оценки оруденения. Обосновал новое направление в генетической минералогии – криоминералогенез.

Председатель Читинского отделения Всероссийского минералогического общества РАН.

В 1977–1980 гг. работал в Афганистане, где изучал месторождения меди, целестина, редкометалльных пегматитов, изумрудов, лазурита. Широко известен отечественной и зарубежной научной общественности как специалист в области минералогии кварца и самоцветов.

Талантливый популяризатор науки. Один из основных авторов "Энциклопедии Забайкалья".

Награжден медалью "За заслуги в разведке недр", получил звание "Отличник разведки недр".

Автор и соавтор более 340 научных работ, 280 из них, в том числе 12 монографий, опубликованы, имеет патент на изобретение.